

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

鹿児島(15)第59号

NI-52-6-15

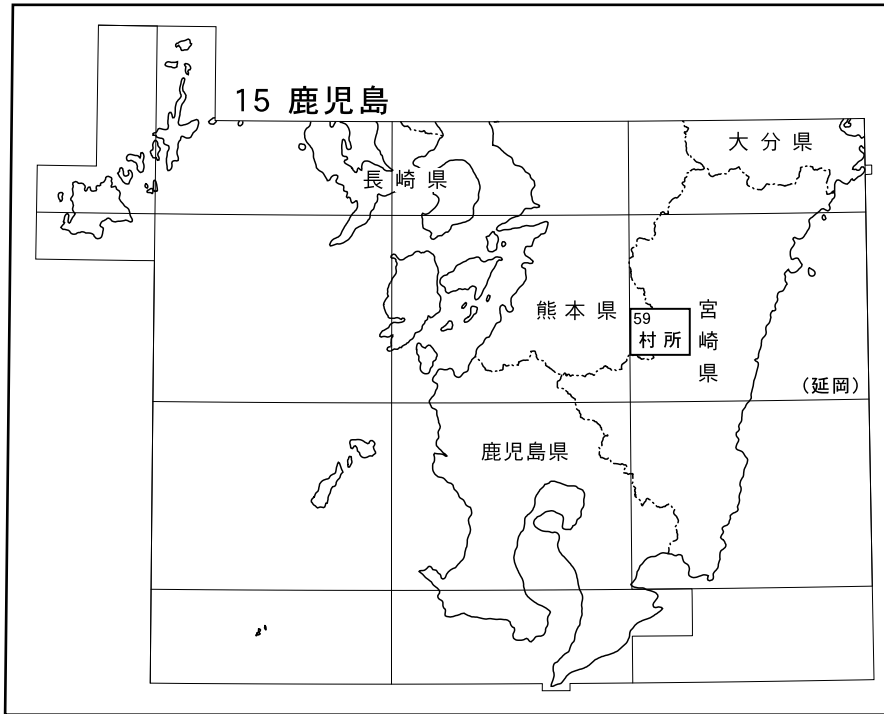
村 所 地 域 の 地 質

原 英俊・木村克己・内藤一樹

平 成 21 年

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図
Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

15-50 頭地 Tōji NI-52-12-2 (未刊行, unpublished)	15-51 椎葉村 Shiibamura NI-52-6-14 (1996)	15-52 神門 Mikado NI-52-6-10 (1979)
15-58 人吉 Hitoyoshi NI-52-12-3 (未刊行, unpublished)	15-59 村所 Murashō NI-52-6-15 (2009)	15-60 尾鈴山 Osuzu Yama NI-52-6-11 (1991)
15-66 加久藤 Kakutō NI-52-12-4 (未刊行, unpublished)	15-67 須木 Suki NI-52-6-16 (未刊行, unpublished)	15-68・69 妻及び高鍋 Tsuma and Takanabe NI-52-6-12・18 (1986)

村所地域の地質

原 英俊*・木村克己*・内藤一樹**

地質調査総合センターは、1882年にその前身である地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するため調査研究を行い、その成果の一部として様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。その中でも5万分の1地質図幅は、自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報が網羅されている。

1978年に地震予知連絡会によって、近い将来に地震の起こる可能性が他より高い地域として全国8箇所の「特定観測地域」が設定された。これを受けて、1979年から「地震予知のための特定観測地域の地質図幅作成計画（特定地質図幅の研究）」が開始された。この計画は第5次計画まで実施され、2005年からは地質調査総合センターの陸域地質図プロジェクトに引き継がれた。村所地域の地質図作成は、特定観測地域「伊予灘及び日向灘周辺」の地質図幅作成計画の一環として行われ、主に平成14年度から17年度に実施した現地調査及び室内研究の成果に基づいている。現地調査及び研究報告の作成に当たっては、四万十帯白亜系・古第三系付加コンプレックスを原と木村が、新第三紀の花崗岩類を内藤が、第四系を木村と原が担当し、全体のとりまとめを原が行った。

現地調査の際には、熊本南部森林管理署には国有林内調査の便宜をはかっていただいた。四万十帯付加コンプレックスから産する放散虫化石については、新潟大学大学院自然科学研究科の栗原敏之博士に御助言をいただいた。（独）防災科学技術研究所の井口 隆博士には、防災科学技術研究所が公開している地すべり地形分布図データベースについて、本地域の情報をいただいた。西米良村板谷の地すべりについて、西日本技術開発（株）の西園幸久博士から情報をいただいた。水上村役場・西米良村役場からは、ボーリング資料の利用について便宜を計っていただいた。日本地質学会からは、第4.12図に関して転載の許可をいただいた。以上の関係機関の方々に深く感謝いたします。なお本研究に用いた岩石薄片は、地質標本館の大和田 朗、佐藤卓見、福田和幸の各氏の制作によるものである。

（平成20年度稿）

所 属

* 地質情報研究部門

** 地質調査情報センター

Keywords: regional geology, geological map, 1:50,000, Murashō, Miyazaki, Kumamoto, Kyushu, Cretaceous, Paleogene, Eocene, Oligocene, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Shimanto accretionary complex, Morotsuka Group, Hyuga Group, Sampodake Unit, Mikado Unit, Shiromigawa Unit, Ogawauchi Unit, Ichifusayama Granodiorite, Murasho Granite, Kakuto Pyroclastic Flow Deposit, Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit, Fan deposit, Terrace deposits, Alluvium, Nobeoka Thrust, Oyabu Thrust, Ogawa Thrust

目 次

第1章 地形	1
第2章 地質概略	3
2.1 概要	3
2.2 四万十帯付加コンプレックス	3
2.3 新第三紀花崗岩類	5
2.4 第四系	5
2.5 地史の概略	5
第3章 四万十帯白亜系諸塚層群	7
3.1 研究史及び概要	7
3.2 三方岳ユニット	8
第4章 四万十帯古第三系日向層群	13
4.1 研究史及び概要	13
4.2 神門ユニット	13
4.3 銀鏡川ユニット	16
4.4 小川内ユニット	20
4.5 日向層群の産出化石	23
4.6 日向層群の砂岩組成	26
第5章 四万十帯付加コンプレックスの地質構造	28
5.1 覆瓦構造を形成するスラスト	28
5.2 ユニット境界をなすスラスト	28
5.3 北西-南東系断層	30
5.4 屈曲構造	30
第6章 新第三紀花崗岩類	32
6.1 研究史及び概要	32
6.2 市房山花崗閃緑岩	32
6.2.1 粗粒黒雲母花崗閃緑岩	33
6.2.2 中粒黒雲母花崗閃緑岩	33
6.3 村所花崗岩	33
6.4 接触変成作用	36
第7章 第四系	37
7.1 研究史及び概要	37
7.2 火砕流堆積物	37
7.2.1 加久藤火砕流堆積物	37
7.2.2 阿蘇4火砕流堆積物	39
7.3 段丘堆積物・扇状地堆積物	40
7.3.1 高位段丘・扇状地堆積物	41
7.3.2 中位段丘・扇状地堆積物	42
7.3.3 低位段丘・扇状地堆積物	43
7.4 地すべり堆積物	44
7.5 降下火山灰層及びローム層	44
7.6 沖積層	47
第8章 応用地質	48
8.1 資源地質	48
8.2 温泉	48
8.3 活構造	48
8.4 斜面崩壊	48

8.5 地震	49
文献	50
Abstract	54

図表目次

第1.1図	村所地域周辺の地形概略図	1
第1.2図	村所地域の山地地形	2
第2.1図	九州中央部の地体構造区分図	3
第2.2図	村所地域周辺の地質概略図	4
第2.3図	村所地域の地質総括図	6
第3.1図	三方岳ユニットのルートマップ	9
第3.2図	三方岳ユニット構成岩相の露頭写真	10
第3.3図	三方岳ユニットの砂岩・千枚岩の顕微鏡写真	11
第3.4図	三方岳ユニットの赤色千枚岩・チャートの顕微鏡写真	11
第3.5図	三方岳ユニットの玄武岩類の顕微鏡写真	12
第4.1図	神門ユニットのルートマップ	14
第4.2図	神門ユニット構成岩相の露頭写真	15
第4.3図	神門ユニットの混在岩の顕微鏡写真	15
第4.4図	神門ユニットの玄武岩類の顕微鏡写真	16
第4.5図	銀鏡川ユニットのルートマップ	17
第4.6図	銀鏡川ユニット構成岩相の露頭写真	18
第4.7図	銀鏡川ユニット構成岩相の顕微鏡写真	19
第4.8図	小川内ユニットのルートマップ	21
第4.9図	小川内ユニット構成岩相の露頭写真	22
第4.10図	小川内ユニット構成岩相の顕微鏡写真	23
第4.11図	銀鏡川ユニット・小川内ユニットの放散虫化石産出地点	24
第4.12図	小川内ユニットから産出した漸新世放散虫化石	26
第4.13図	日向層群の砂岩組成	27
第5.1図	四万十帯付加コンプレックスの地質構造	28
第5.2図	延岡スラスト周辺のルートマップ	29
第5.3図	小川スラストの露頭写真	30
第6.1図	市房山花崗閃緑岩のモード組成	33
第6.2図	市房山花崗閃緑岩のスラブ写真	35
第6.3図	村所花崗岩の露頭写真とスラブ写真	35
第6.4図	堇青石ホルンフェルスの顕微鏡写真	36
第7.1図	第四系の層序と地史	37
第7.2図	加久藤火砕流堆積物（溶結部）の研磨写真と顕微鏡写真	38
第7.3図	加久藤火砕流堆積物の露頭写真	39
第7.4図	阿蘇4火砕流堆積物の研磨写真と顕微鏡写真	40
第7.5図	阿蘇4火砕流堆積物の露頭写真	41
第7.6図	市房山西麓に広がる扇状地堆積物の露頭写真	42
第7.7図	段丘地形と段丘堆積物	43
第7.8図	地すべり堆積物の露頭写真	45
第7.9図	降下火山灰とローム層の露頭写真	47
第8.1図	斜面崩壊の露頭写真	49
第3.1表	諸塚層群（蒲江亜層群）三方岳ユニットの対比	12
第4.1表	日向層群構成ユニットの対比	20

第 4.2 表	銀鏡川ユニットより産する放散虫化石	25
第 6.1 表	市房山花崗閃緑岩の化学組成及びノルム組成	34
第 6.2 表	市房山花崗閃緑岩の化学組成及びノルム組成に用いた試料一覧	34
第 7.1 表	火山灰の粒子組成	46
第 7.2 表	火山ガラスの EDX 分析による化学組成	46
Fig. 1	Geological map of the Murashō District	55
Fig. 2	Geological summary of the Murashō District	56
付図	露頭及びルートマップ位置図	

第1章 地 形

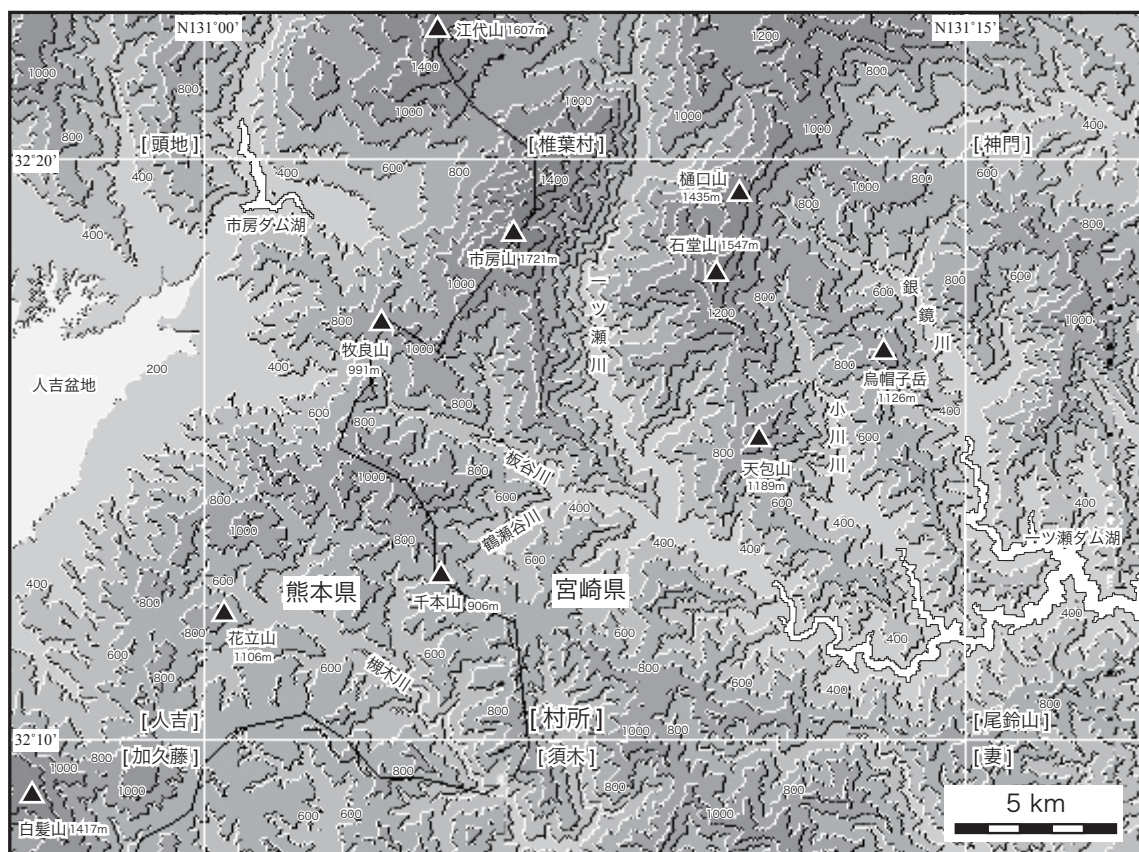
(原 英俊・木村克己)

村所地域は、世界測地系で北緯 32°10'12.4"～32°20'12.3"，東経 130°59'51.6"～131°14'51.5" (日本測地系で北緯 32°10'～32°20'，東経 131°00'～131°15') の範囲を占め、熊本県南東部 (球磨郡水上村・湯前町・多良木町) と宮崎県西部 (主に児湯郡西米良村・西都市と東臼杵郡椎葉村・美郷町の一部) を含む (第 1.1 図)。九州山地の中央部にあり、山地地形を特徴とする (第 1.2 図)。

本地域では、標高 1,720.8 m の市房山を最高峰とし、石堂山 (1,547.4 m)・樋口山 (1,434.6 m)・天包山 (1,188.8 m)・烏帽子岳 (1,125.7 m)・花立山 (1,105.5 m)・牧良山 (990.5 m) と、標高 1,000 m 以上の山地が認められる。これらの山地は、銀鏡川・小川川・一ツ瀬川・板谷川・槻木川の主要河川とその支流によって、深く V 字谷が刻み込まれる。本地域北部においては、

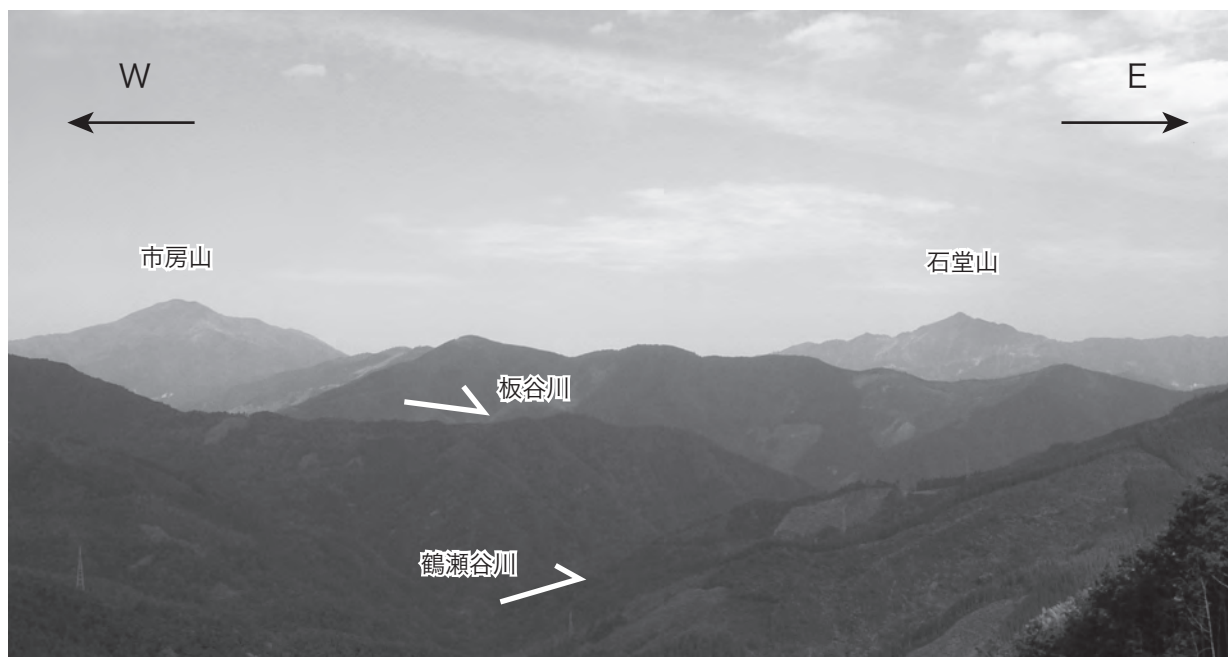
市房山-牧良山付近の山稜が分水嶺をなし、それは熊本県と宮崎県の県境にほぼ一致する。熊本県側での各河川は球磨川の上流部に相当し八代海へと、宮崎県側での各河川は一ツ瀬川に合流し日向灘へと流れ込む。一方、本地域南部では、牧良山-花立山の山稜が分水嶺をなし、県境は槻木川を横切り、分水嶺と一致しない。槻木川は大淀川に合流し、日向灘へと流れ込む。河川沿いでは、河成段丘面と沖積層が平坦面を形成する。また加久藤火砕流堆積物と阿蘇 4 火砕流堆積物が作り出す平坦面もわずかに認められる。

本地域北西部の球磨川沿いには人吉盆地が発達する。人吉盆地は、南北 13 km，東西 30 km の細長い盆地であり、盆地底の標高は 200 m 以下で、盆地内には球磨川が緩やかに流れている。鮮新世から更新世の湖成層で



第 1.1 図 村所地域周辺の地形概略図

国土地理院発行の数値地図 250 m メッシュ (標高) と、カシミール 3D (<http://kashmir3d.com/>) を用いて作成した。等高線は 200 m 間隔で示されている。また数値地図 250 m メッシュ (標高) はメッシュ中心点の標高の値を用いているため、メッシュの標高最高点を用いて作成する接峰面図とは異なる。緯度経度は日本測地系で示してある。



第1.2図 村所地域の山地地形

千本山付近より北方を望む。市房山と石堂山を一望でき、板谷川と鶴瀬谷川が、西及び北東へ流れる。

ある人吉層と、更新世の火砕流堆積物が台地・丘陵の基盤を構成している。なお本地域には人吉層は分布しない。人吉盆地の南東縁は直線的で急斜面をなし、一部に活断層の存在が推定されることから、同断層による落ち込みで人吉盆地は形成されたと考えられている（岡田・千田, 1989；千田, 2000）。人吉盆地の大部分は西隣の人吉地域に属しているが、北東縁部が本地域の湯前町に延長しており、加久藤火砕流台地や低位段丘面が広がっている。球磨川支流の湯山川流域には市房山西麓に端を發し、末端部が狭まった扇状地が發達している。扇状地には3段の地形面が識別される（池田・渡辺, 1989）。

地質の特徴が地形図に現れている例がある。市房山は、本地域で最も標高の高い独立峰であり、山頂は市房山花崗閃緑岩によって接触變成作用を受けた四万十帯日向層群からなる。接触變成作用により岩石は硬化し、ホルンフェルスが分布する山頂と東麓では急崖が發達する。こ

れに対し市房山北西麓の市房山花崗閃緑岩分布域は、同花崗閃緑岩のマサ化により、比較的緩やかな地形を持つ。石堂山及び樋口山周辺では、四万十帯付加コンプレックスの白亜系諸塚層群三方岳ユニットと古第三系日向層群神門ユニットが分布する。東麓では三方岳ユニットの砂岩・千枚岩が標高 1,200 m 以上で、西麓では神門ユニットの玄武岩類が標高 700 m 以上で、比高 100～200 m の急崖を示す。またこれら両ユニットは北に緩い傾斜を持つため、急崖は等高線に沿って北に緩く傾斜して連続する。日向層群銀鏡川ユニットに發達する砂岩相では、しばしば急崖及び滝を作り出している。これらは烏帽子岳及び小川川上流で顕著に認められる。その他、四万十帯付加コンプレックスの走向方向にほぼ一致する北東-南西のリニアメントの發達が認められているが、多くのリニアメントは地形的に不鮮明である（池田・渡辺, 1989）。

第2章 地質概略

(原 英俊・木村克己・内藤一樹)

2.1 概要

九州中央部に位置する村所地域には、主に四万十帯の白亜系・古第三系付加コンプレックス及び新第三紀花崗閃緑岩が分布する(第2.1図)。本地域周辺の地質概略図を第2.2図に示す。白亜系付加コンプレックスは、諸塚層群と呼ばれ、本地域には上部白亜系蒲江亜層群三方岳ユニットが分布する。延岡スラストを介し、三方岳ユニットは古第三系四万十帯付加コンプレックスに衝上する。古第三系四万十帯付加コンプレックスは、日向層群と呼ばれ、本地域には構造的上位より、神門ユニットと銀鏡川ユニット及び小川内ユニットが分布する。神門ユニットと銀鏡川ユニットの境界は大藪スラストで、銀鏡川ユニットと小川内ユニットは小川スラストによって境される。中期中新世には、市房山周辺に市房山花崗閃緑岩が、西米良村所東方に村所花崗岩が貫入した。市房山花崗閃緑岩は付加コンプレックスに接触変成作用を及ぼしている。第四系として、小規模な分布ながら、加久藤火砕流堆積物及び阿蘇4火砕流堆積物、段丘・扇状

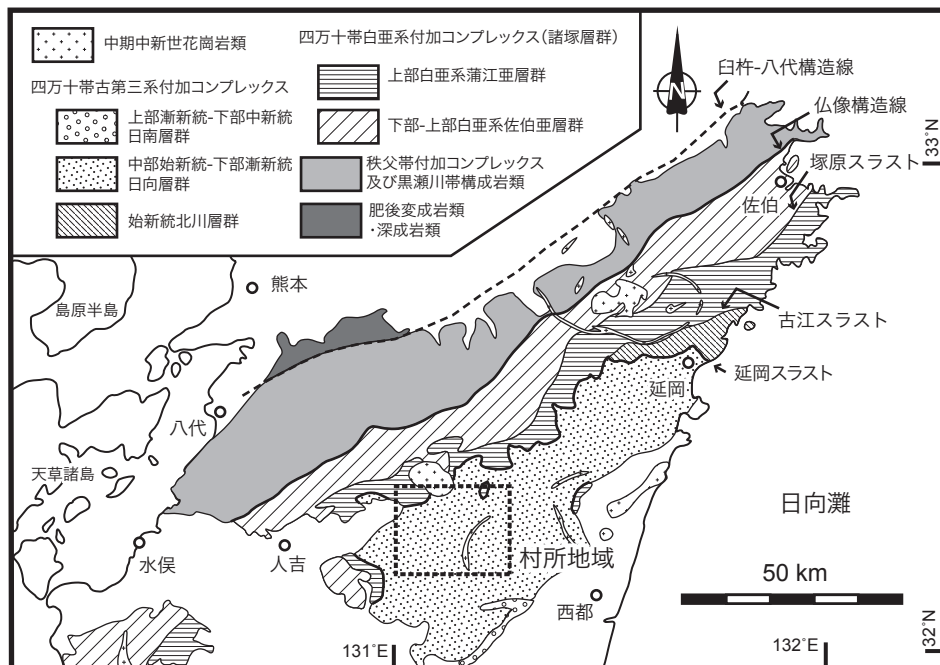
地堆積物及び沖積層が分布する。

本地域を含む広域地質図及び報告書として、20万分の1熊本県地質図(熊本県, 1962), 20万分の1地質図幅「延岡」(寺岡ほか, 1981a), 九州土木地質図及び同解説書(九州地方土木地質図編纂委員会編, 1986), 宮崎県中央山地地方地質図及び同説明書「西米良・須木」(宮崎県, 1989), 土地分類基本調査5万分の1「村所・須木・加久藤」(熊本県, 1998), 20万分の1宮崎県地質図第5版(宮崎県, 1997)及び宮崎県地質図第5版説明書(村田, 1998a), 土地分類基本調査5万分の1「村所」(宮崎県, 2001), 熊本県地質図(10万分の1)(熊本県地質図編纂委員会, 2008)がある。

2.2 四万十帯付加コンプレックス

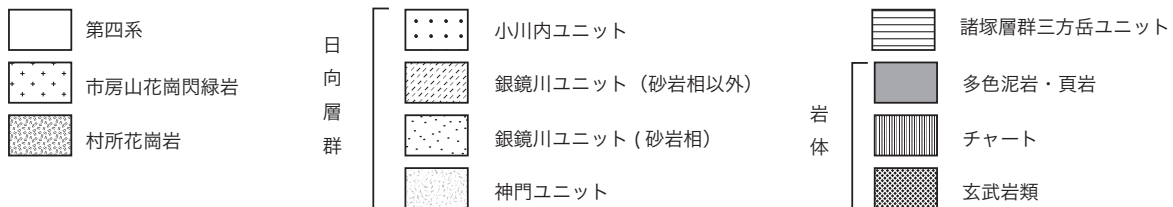
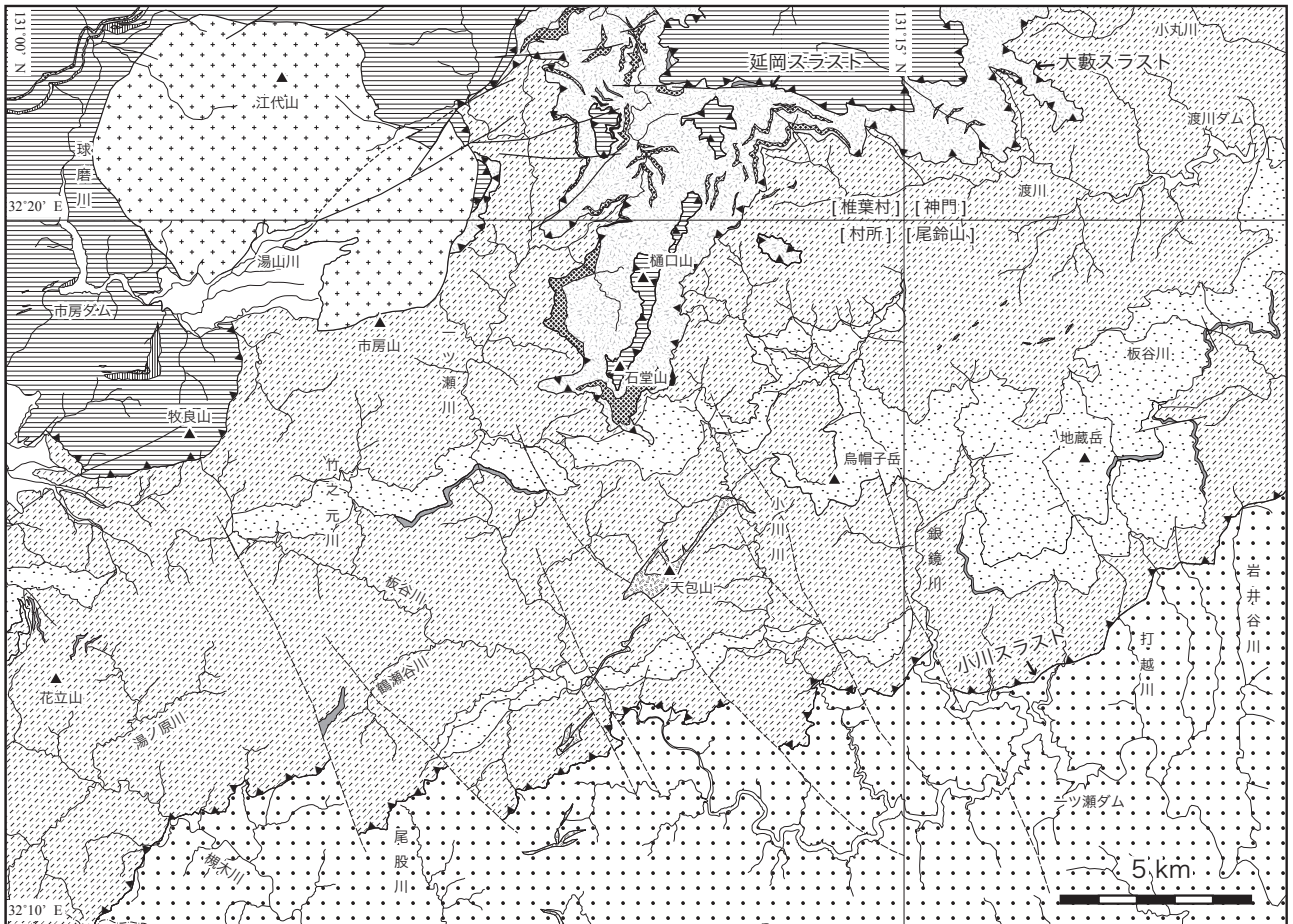
白亜系諸塚層群

白亜系諸塚層群のうち、蒲江亜層群三方岳ユニットが、牧良山周辺と石堂山・樋口山周辺に分布する。三方岳ユニットの下限は、延岡スラストによって古第三系日向層



第2.1図 九州中央部の地体構造区分図

産業技術総合研究所地質調査総合センター 編 (2005) 20万分の1日本シームレス地質図データベース (2005年12月8日版), 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, を基に作成した。



第2.2図 村所地域周辺の地質概略図

本図幅と5万分の1地質図幅「神門」(今井ほか, 1979), 「尾鈴山」(木村ほか, 1991), 「椎葉村」(斎藤ほか, 1996)を加えて作成した。

群と接する。主要な岩相は、片状構造の発達した砂岩・千枚岩で、チャート及び玄武岩類を伴う。ぶどう石・アクチノ閃石垂相-緑色片岩相に相当する変成作用を受けている。

古第三系日向層群

古第三系日向層群は、神門ユニットと銀鏡川ユニット及び小川内ユニットに区分される。神門ユニットは石堂山及び樋口山周辺に分布し、延岡スラストを介し、上部白亜系蒲江亜層群三方岳ユニットの下位に位置する。強い剪断変形を受けた混在岩相と玄武岩相を特徴とする。神門ユニットの下位には、大藪スラストを介し、銀鏡川ユニットが分布する。牧良山周辺では神門ユニットが欠如し、延岡スラストを介して銀鏡川ユニットが三方岳ユ

ニットに接する。銀鏡川ユニットの主な岩相は、砂岩相、砂岩優勢互層相、砂岩泥岩互層相、砂岩泥岩破断相、泥岩相、多色泥岩相である。小川内ユニットは、小川スラストを介して、銀鏡川ユニットの構造的下位に分布する。砂岩泥岩互層相と葉理シルト岩相からなる。

神門ユニット及び銀鏡川ユニットの地質年代は、それぞれ中期始新世と中期始新世-前期漸新世である(木村ほか, 1991; 斎藤ほか, 1996)。また小川内ユニットは漸新世を示し、日向層群の中で最も新しい地質時代を示す付加コンプレックスである(栗原・原, 2008)。

ユニット区分と相の概念

一般に付加コンプレックスでは、覆瓦構造を構成する逆断層によって挟まれ、類似する岩相を保持する一つの

まとめから、構造層序単位 (tectono-stratigraphic unit) が認定される。本報告においては、岩相組合せの差異から構造層序単位を認定し、認定された構造層序単位にはユニットの名称を与えた。ユニット間において、その境界は明瞭なスラストによって境され、地質時代の違いも認められる。

ユニット内部の構造に関して、岩相境界の多くもまたスラストで境されており、地層の繰り返しが頻繁に起きている。また本地域の主要な岩相は碎屑岩であり、それらは側方への岩相変化が著しく、また走向方向への連続性も悪い場合が多く、地質図上で単一の岩相のみで示すことが難しい。そこで木村ほか (1991) にしたがって、岩相と変形の程度により層相区分を行った。ただし層相は、堆積相を示すものではなく、岩相構成については、頻繁に近接して露出する岩相の集まりを基準にし、10相を識別した (砂岩相・砂岩優勢互層相・砂岩泥岩互層相・粘板岩優勢互層相・葉理シルト岩相・泥岩相・多色泥岩相・千枚岩相・チャート相・玄武岩相)。変形については地層の破断や混在化の程度を基準にし、砂岩泥岩破断相と混在岩相を認めた。破断相は、地層が様々な程度に破断され、地層としての連続性が途切れている状態を指す。村所地域では、砂岩頁岩互層で認められ、ブーディンや膨縮構造などの変形構造によって特徴づけられる。混在岩相は、地層としての連続性が完全に欠如し、様々な大きさの岩体・岩塊と、それらを取り巻く泥質岩からなる。岩体・岩塊の構成岩類は、主に砂岩・凝灰岩・多色泥岩であり、神門ユニットでは玄武岩類が多く含まれる。

なお本報告と東隣の尾鈴山地域 (木村ほか, 1991) では、層序構造区分において単元の名称が異なっている。木村ほか (1991) はコンプレックスを用い、更に低い累層オーダーの単位として、ユニットを用いている。本報告では、木村ほか (1991) のコンプレックスはユニットに、また累層オーダー (ユニット) は層相区分に相当する。

2. 3 新第三紀花崗岩類

本地域には、新第三紀の市房山花崗閃緑岩と村所花崗岩が分布する。市房山花崗閃緑岩は西南日本外帯の中新世深成岩類の一員であり、市房山北部から北隣の椎葉村地域の江代山付近にかけて露出する岩株状岩体である。本岩体は一般的に細粒-中粒黒雲母花崗閃緑岩で、暗色包有物や捕獲岩片を大量に含み不均質な様相を呈し、岩体中央に向かって粒度の粗くなる弱い累帯構造を持つ。本岩体は白亜系諸塚層群と古第三系日向層群に貫入し、これらに堇青石ホルンフェルスに至る接触変成作用を与えている。本岩体の放射年代は、黒雲母の K-Ar 年代として $14 \pm 1\text{Ma}$ (Miller *et al.*, 1962) が、ジルコンのフィッ

ション・トラック年代として $12.0 \pm 0.9\text{Ma}$ (Miyachi, 1985) が報告されている。また Oikawa *et al.* (2006) は、黒雲母 K-Ar 年代、ジルコンとアパタイトのフィッション・トラック年代を求め、中期中新世の $300^{\circ}\text{C} \sim 100^{\circ}\text{C}$ にわたる花崗閃緑岩体の冷却過程を導いた。村所花崗岩は、西米良村村所東方に、北北東から南に伸びる方向に小岩体として点在する。粗粒な自形カリ長石が特徴的な斑状組織を示し、石英斑岩・アプライトを伴う。尾鈴山火山-深成複合岩体のメンバーとされる (木村ほか, 1991)。巖谷・内藤 (2008) は、本岩体のジルコンのフィッション・トラック年代として $14.3 \pm 0.5\text{Ma}$ を報告し、本岩の活動時期が尾鈴山火山-深成複合岩体とほぼ同時であることを示した。

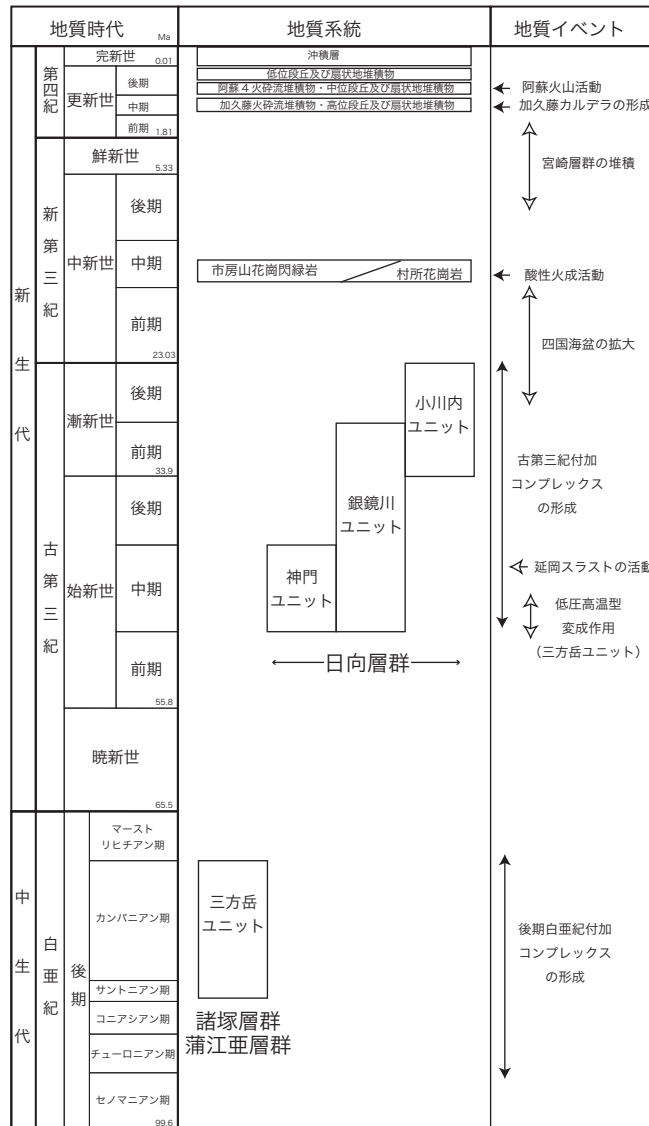
2. 4 第四系

第四系は、山地を下刻して流れる河川沿いに、加久藤火砕流堆積物、阿蘇4火砕流堆積物、段丘・扇状地堆積物及び沖積層が分布する。また市房山西麓には高位・中位段丘面を有する扇状地堆積物が分布している。また山地の緩斜面、段丘堆積物、扇状地堆積物の平坦面を覆って、始良 Tn 火山灰や鬼界アカホヤ火山灰を含むローム層が分布している。

2. 5 地史の概略

本地域の地質総括図を第2.3図に示す。本地域は、後期白亜紀-前期中新世にかけて、東アジア大陸縁のプレート収束域にあって、海洋プレートの沈み込みによって、付加コンプレックスが次々に形成された。後期白亜紀には、クラ-太平洋プレートの沈み込みによって諸塚層群の蒲江垂層群が形成された。白亜紀最後期-古第三紀初頭において、クラ-太平洋海嶺の沈み込み、もしくはそれに伴う若く熱い太平洋プレートの沈み込みが報告されている (Kiminami *et al.*, 1994; Maruyama, 1997; Miyazaki and Okumura, 2002)。これに伴い蒲江垂層群は、 $46 \sim 50\text{Ma}$ 頃に低圧高温型の変成作用を受けたとされた (長江・宮下, 1999; Miyazaki and Okumura, 2002; Hara and Kimura, 2008)。

中期始新世-前期漸新世には、引き続き太平洋プレートの沈み込みにより、日向層群が形成された。更に後期漸新世頃に海洋底拡大によって四国海盆が形成され、プレート収束域境界が沈み込み場から横ずれ場に変化した。ただし後期漸新世-前期中新世における西南日本へ沈み込む海洋プレートは、フィリピン海プレートと西南日本がトランスフォーム断層の関係にあった (Kimura *et al.*, 2005)、あるいは太平洋プレートが沈み込んでいた (Hibbard and Karig, 1990) など、見解が一致していない点も多い。また始新世の終わり頃までに、日向層群



第2.3図 村所地域の地質総括図
地質時代の年代値は、Gradstein *et al.* (2004) にしたがった。

に対し蒲江亜層群が延岡スラストを介し衝上した (Hara and Kimura, 2008)。なお延岡スラストは、過去に地震性スラストとして挙動したことが知られている (Kondo *et al.*, 2005)。

その後前期中新世頃に、日向層群より若い付加コンプレックスである日南層群が形成された。日南層群は、四国海盆の沈み込みによって、漸新世-前期中新世の浅海-陸棚堆積物及び前弧海盆堆積物や海溝陸側斜面堆積物と、これらの基盤となっていた始新世-前期漸新世の付加体 (日向層群) とが、海底地すべりを引き起こした乱雑な堆積物を特徴とする (例えば、坂井ほか, 1987; 西井, 1988)。

中期中新世以降には、西南日本一帯に起きた火成活動の影響を受け、市房山花崗閃緑岩が蒲江亜層群及び日向層群に、村所花崗岩が日向層群に貫入した。本地域北西

の蒲江亜層群及び日向層群は、人吉屈曲に参加している (寺岡ほか, 1981b)。同屈曲は中期中新世における日本海拡大に伴い、西南日本の時計回り回転によって形成されたと考えられている (Murata, 1987; Kano *et al.*, 1990)。更に後期中新世-鮮新世に、宮崎層群が前弧海盆堆積物として堆積した。

第四紀は、山地の継続的な隆起、氷期・間氷期が繰り返す気候変動と、カルデラ形成を伴う大規模な火山活動により特徴づけられる。加久藤火砕流堆積物と阿蘇4火砕流堆積物が、小規模ながら本地域にまで達している。これらの火砕流堆積物や始良 Tn 火山灰・鬼界アカホヤ火山灰の火山噴出物とともに、段丘・扇状地、山地緩斜面などの地形並びにそれらを構成する第四紀堆積物が形成された。

第3章 四万十帯白亜系諸塚層群

(原 英俊)

3.1 研究史及び概要

九州四万十帯の研究は1900年代の初めから始まり、橋本(1962)によって初めて九州の四万十帯全域にわたる地体構造区分と層序区分が示された。その後、白亜系に関しては、今井ほか(1971)によって、岩相・地質構造・砂岩組成・変成年代の研究成果のもと、基本的な地体構造区分と層序の枠組みが設定された。なお1980年代までの四万十帯白亜系の研究史については、今井ほか(1979)や奥村ほか(1985)の神門図幅・蒲江図幅に詳しくまとめられている。

1980年代に入り、プレートテクトニクスの導入により、四万十帯の地層群は付加コンプレックスとして考えられるようになった(勘米良, 1976; 坂井・勘米良, 1981)。そして泥質岩より産する放射虫化石により、地質年代が決定され、各地で層序・地質構造の解明が進んだ(奥村ほか, 1985; 坂井ほか, 1984; 寺岡ほか, 1990; 斎藤ほか, 1996など)。各地域における地層名の対比とその変遷については、斎藤ほか(1996)の椎葉村図幅にまとめられている。諸塚層群は、岩相・砂岩組成・地質年代に基づく^{さいき}と、佐伯亜層群と蒲江亜層群に大きく2分される(奥村・寺岡, 1988; 寺岡ほか, 1990など)。寺岡ほか(1990)によれば、佐伯亜層群は、主に砂岩・泥岩からなり、長石質砂岩を特徴とする。一方、蒲江亜層群は、主に砂岩・頁岩・千枚岩からなり、佐伯亜層群に比べ、玄武岩・チャート・珪質頁岩・多色頁岩の岩体・岩塊を多く含み、石質砂岩を特徴とする。地質時代は、泥岩・頁岩から産する放射虫化石により、佐伯亜層群はバランギニアン期-パレミアン期とセノマニアン期、蒲江亜層群はサントニアン期-カンパニアン期の堆積年代が報告されている(奥村ほか, 1985; 寺岡ほか, 1990)。なお寺岡・奥村(1992)は、西南日本の四万十帯白亜系付加コンプレックスについて、地質年代と砂岩組成から広域対比を行い、佐伯亜層群・蒲江亜層群に相当する地質体が、四国・紀伊半島・赤石山地に広く分布していることを明らかにした。

九州の四万十帯白亜系付加コンプレックスは、ぶどう石-パンペリー石相から緑色片岩相にいたる広域変成作用を受けており、北から南に向かって変成度が高くなる傾向を示す(今井ほか, 1971; Toriumi and Teruya, 1988)。また近年、Miyazaki and Okumura (2002)によって、変成相の見直しが行われ、若く熱い海洋プレート(太平洋プレート)の沈み込みを示唆する熱モデルが提示さ

れている。Miyazaki and Okumura (2002)によれば、佐伯亜層群と蒲江亜層群の北半部はぶどう石・アクチノ閃石亜相、蒲江亜層群の南半分は緑色片岩相である。更に蒲江亜層群の南半分の一部では、緑色片岩相-角閃岩漸移相に達する低圧型変成作用を受けているとされる(長江・宮下, 1999)。大森(1999)では、ビトリナイト反射率を用い、九州東部の四万十帯付加コンプレックスの古地温度構造を示した。これら変成作用の特徴に基づき、イライト結晶度の温度条件がビトリナイト反射率との相関から求められている(向吉ほか, 2007)。また砂岩中の碎屑性ジルコン・アパタイトのフィッシュン・トラック年代が求められている(Tagami *et al.*, 1995; Hasebe and Tagami, 2001)。Hasebe and Tagami (2001)によれば、蒲江亜層群中のジルコンフィッシュン・トラック年代から、 $< 60-70\text{Ma}$ に 310°C 以下(フィッシュン・トラックが完全に消滅する温度領域, total annealing zone 以下)の最高被熱を受けていること、更にアパタイトのフィッシュン・トラック年代から約 10Ma 頃に 100°C 付近まで冷却したことが明らかとなった。またイライトのK-Ar年代とジルコンのフィッシュン・トラック年代から、蒲江亜層群において $46-50\text{Ma}$ の変成年代が求められている(Hara and Kimura, 2008)。その他、寺岡ほか(1994)により碎屑性カリ長石と白雲母のK-Ar年代が求められている。

蒲江亜層群では、玄武岩類に関する産状や化学組成に関する研究も行われている(坂井, 1978; 土谷ほか, 1979; 今井ほか, 1982; 寺岡ほか, 1990など)。特に、玄武岩類に、黒色頁岩が挟在する岩相が認められる。Mackenzie (1989)や君波・宮下(1992)では、玄武岩類の化学組成を示し、海嶺起源のMORBタイプであることを明らかにした。これらの特徴から玄武岩類は、四万十帯付加コンプレックスの陸源碎屑岩中に、噴出もしくは貫入した現地性玄武岩類とされ、更に現地性玄武岩類はクラ-太平洋海嶺の沈み込みによってもたらされたと解釈された(君波・宮下, 1992; Kiminami *et al.*, 1994)。更にKiminami *et al.* (1994)は、現地性玄武岩類を含む地質体の存在から、後期白亜紀から古第三紀にかけて、琉球諸島から九州・四国・紀伊半島・赤石山地へと、海嶺は大陸側へ沈み込んだとした。また君波・大野(1999)では、現地性玄武岩類にゼノリスとして存在する珪化した頁岩について、周囲の頁岩より高い被熱状態であったことをビトリナイト反射率から求めた。

付加コンプレックス形成に関する付加機構の解明につ

いても研究が行われている。一般に、海洋プレートの沈み込みに伴い、層平行剪断によって南東へ衝上するセンスを示す剪断変形。ブーディン構造・褶曲構造、メランジュの形成過程、また覆瓦構造が報告されている (Needham, 1987; Mackenzie *et al.*, 1987; Needham and Mackenzie, 1988; Fabbri *et al.*, 1990; Needham, 1995)。その一方、Fabbri *et al.* (1990) と長江・宮下 (1999) は、南東衝上センスのあとに、北-北西への低角な正断層センスを示す延性変形を認めた。Fabbri *et al.* (1990) では、その成因としてバックスラストを想定した。長江・宮下 (1999) では、剪断センスの転換が温度上昇のピーク直後であるとし、海嶺通過によって説明した。九州の四万十帯付加コンプレックスには、いくつかの屈曲構造が知られている (北薩屈曲・人吉屈曲・野尻屈曲、寺岡ほか, 1981b)。Murata (1987) 及び Kano *et al.* (1990) は、人吉屈曲が鉛直な軸を持つ円錐状褶曲であるとし、これらの屈曲は中新世における日本海拡大により西南日本の時計回り回転によって形成されたとした。

最近、白亜系諸塚層群と古第三系日向層群の境界断層である延岡スラストが、過去の地震性 out-of-sequence thrust として注目されている (木村, 1998; Kondo *et al.*, 2005)。なお延岡スラストは、九州東部の海岸線では、古第三系の北川層群と日向層群の境界衝上断層である。Kondo *et al.* (2005) は、九州東部の海岸線にて、延岡スラスト中に発達する断層岩の記載、温度・圧力条件、更に流体移動メカニズムについて検討した。その結果、延岡スラストの活動は、300°C 以下の温度領域で、8.6 ~ 14.4 km の変位量を持つとし、延岡スラストの発生がプレート境界から派生する Splay Fault (OST) の発生領域 (Park *et al.*, 2002) に当たることを示した。また高速剪断の証拠であるシュードタキライトも発見され (Okamoto *et al.*, 2006)、本スラストに対して上盤・下盤での物性変化 (Tsuji *et al.*, 2006) も求められている。Hara and Kimura (2008) では、イライト K-Ar 年代とジルコンのフィッシュン・トラック年代に基づいた諸塚層群の変成・冷却履歴により、延岡スラストは 50Ma 頃に活動を開始し、少なくとも 40Ma まで活動が続いたとした。また Mukoyoshi *et al.* (in press) は、延岡スラスト周辺にて、岩相に依存した流体移動の多様性を指摘した。なお延岡スラストは 10 度程度の低角な衝上断層なため、上盤の白亜系諸塚層群はクリッペとして九州の各地に存在する (竹下, 1982; 村田, 1991, 1996, 1998a, b など)。

本地域には、白亜系諸塚層群の蒲江垂層群三方岳ユニットが分布する。三方岳ユニットの下限は、延岡スラストによって古第三系日向層群と接する。主要な岩相は、片状構造の発達した砂岩・千枚岩からなり、チャート及び玄武岩類を伴う。またぶどう石・アクチノ閃石垂相-

緑色片岩相に相当する変成作用を受けている。

3.2 三方岳ユニット (Cs, Ca, Cn, Cp, Cc, Cb)

命名 北隣の椎葉村地域において、橋本 (1957) が三方岳累層と命名し、田中・岩松 (1993) が三方岳ユニットと改名した。

分布 本ユニットは、2 地域に分布する。本地域北部の石堂山及び樋口山周辺では、標高 1,300 ~ 1,350 m 以上で分布する。下限は、低角な延岡スラストを介し、日向層群神門ユニットと接する。本地域北西部の牧良山から市房ダム周辺にかけては、下限は延岡スラストを介し、日向層群銀鏡川ユニットと接する。牧良山北西の林道に、模式的な露頭が露出する (第 3.1 図)。

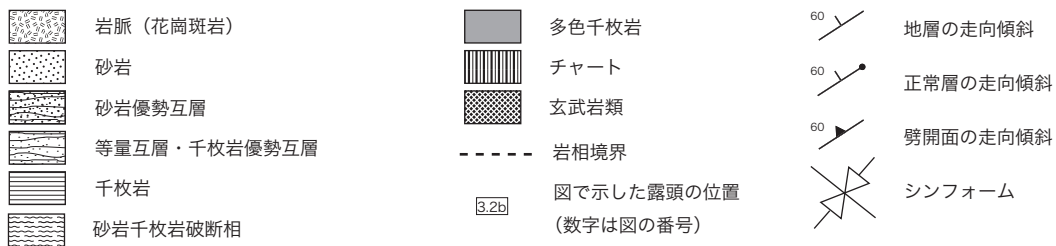
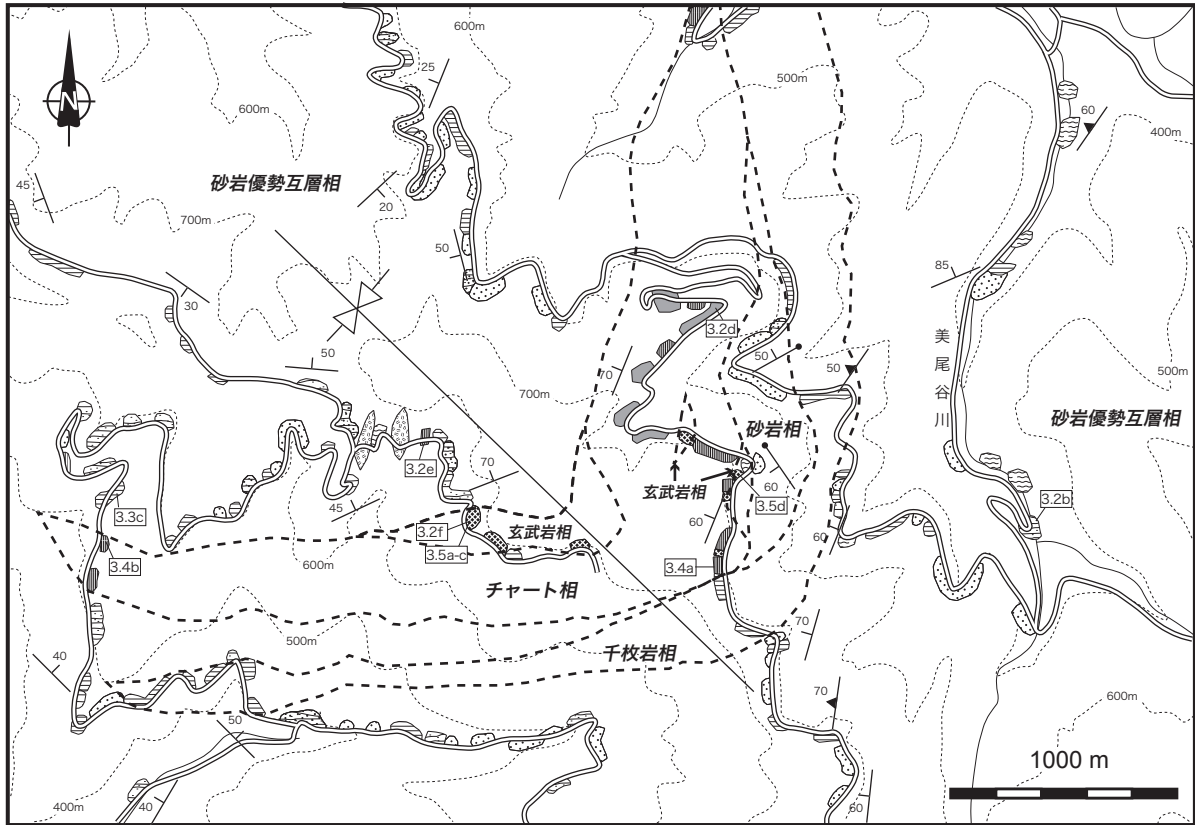
岩相 砂岩相、砂岩優勢互層相、千枚岩優勢互層相、千枚岩相、チャート相、玄武岩相からなる (第 3.2 図)。一般に、砂岩相、砂岩優勢互層相、千枚岩優勢互層相、千枚岩相が卓越し、チャート相及び玄武岩相は、牧良山北西麓及び市房ダム周辺に分布する。

砂岩相は、主に塊状・成層砂岩からなり、千枚岩及び粘板岩を伴う (第 3.2 図 a)。片理が発達し、一般に堆積構造の保存は良くない。鏡下で砂岩は、片理面に沿って粘土鉱物の定向配列が認められる (第 3.3 図 a, b)。一般に片理の発達によって、岩片と基質との境界は不明瞭である。また本ユニットの砂岩は石質砂岩であり、蒲江垂層群の砂岩組成の特徴 (寺岡・奥村, 1992) に一致する。砂岩相は、市房ダム周辺に分布し、チャート相を狭在する。

砂岩優勢互層相は、片状砂岩と砂岩千枚岩互層からなり、千枚岩を伴う。**千枚岩優勢互層相**は、千枚岩と砂岩千枚岩互層からなり、片状砂岩を伴う (第 3.2 図 b)。これらの層相は、本ユニットを構成する主要な岩相であり、牧良山から市房ダムにかけて、石堂山から樋口山にかけて広く分布する。

千枚岩相は、千枚岩・粘板岩からなり、片状砂岩や淡緑色凝灰岩を伴う (第 3.2 図 c)。数 cm 以下の片状砂岩と互層する場合、砂岩はレンズ化し、混在岩をなすことがある (第 3.3 図 c)。鏡下では、粘土鉱物の定向配列と石英分結脈及び黒色不透明な圧力溶解劈開からなる (第 3.3 図 d)。片理の発達とともに、片理と斜交するスレート劈開も認められる。千枚岩相は、牧良山周辺の延岡スラストの直上、またチャート相近傍によく露出する。

チャート相は、多色千枚岩と層状チャートからなる (第 3.2 図 d, e)。これらは、赤色及び淡緑色・灰色を呈する。鏡下における多色千枚岩は、微細な石英と粘土鉱物から構成され、シルト大以上の碎屑粒子はほとんど含まない (第 3.4 図 a)。チャートは、隠微晶質-微晶質な石英と不透明鉱物からなり、扁平化した放射虫化石を多数含む (第 3.4 図 b)。チャート相は、牧良山北西麓及び市房

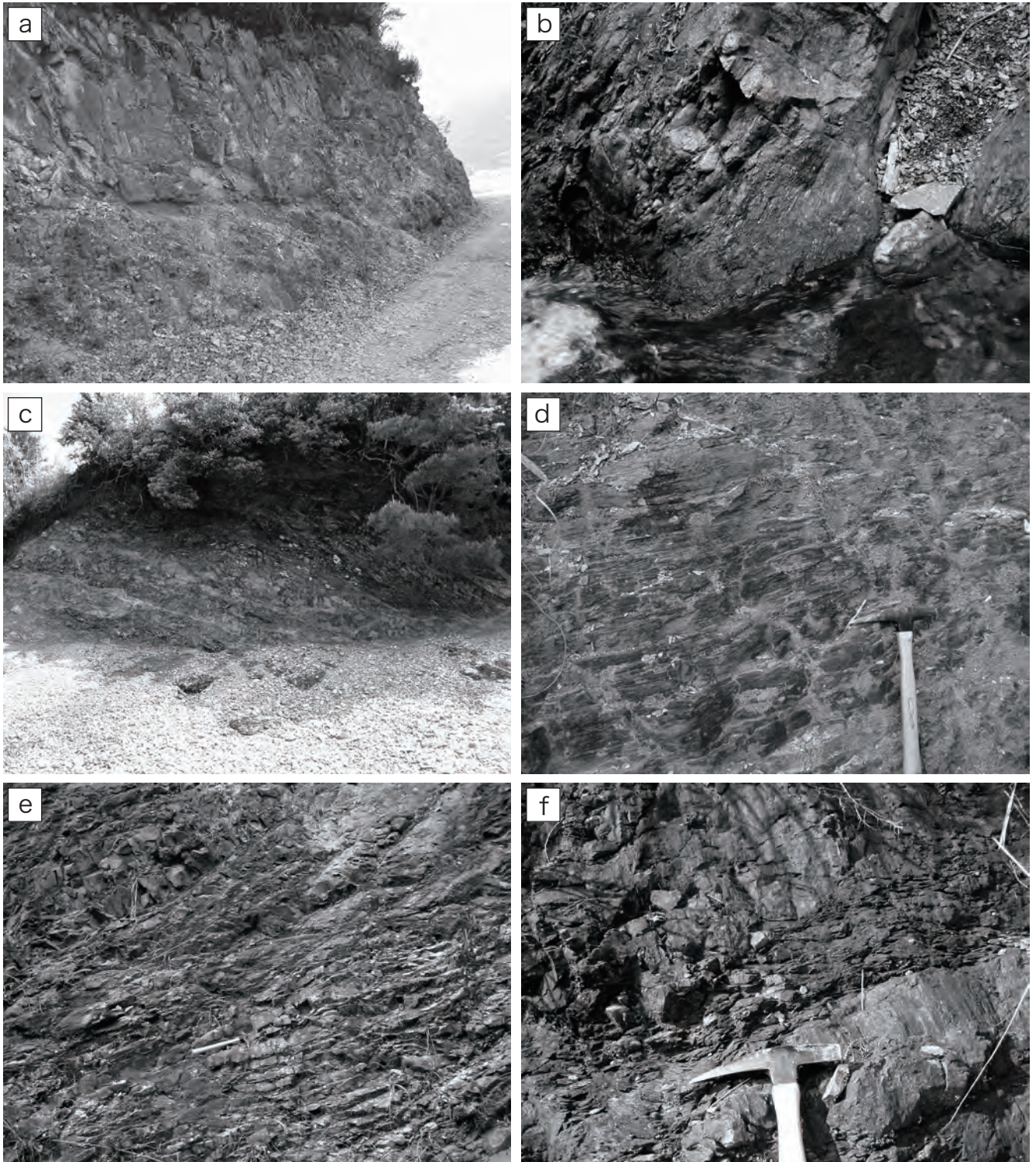


第3.1図 三方岳ユニットのルートマップ
牧良山北西麓.

ダム西方に分布し、玄武岩相を密接に伴う。

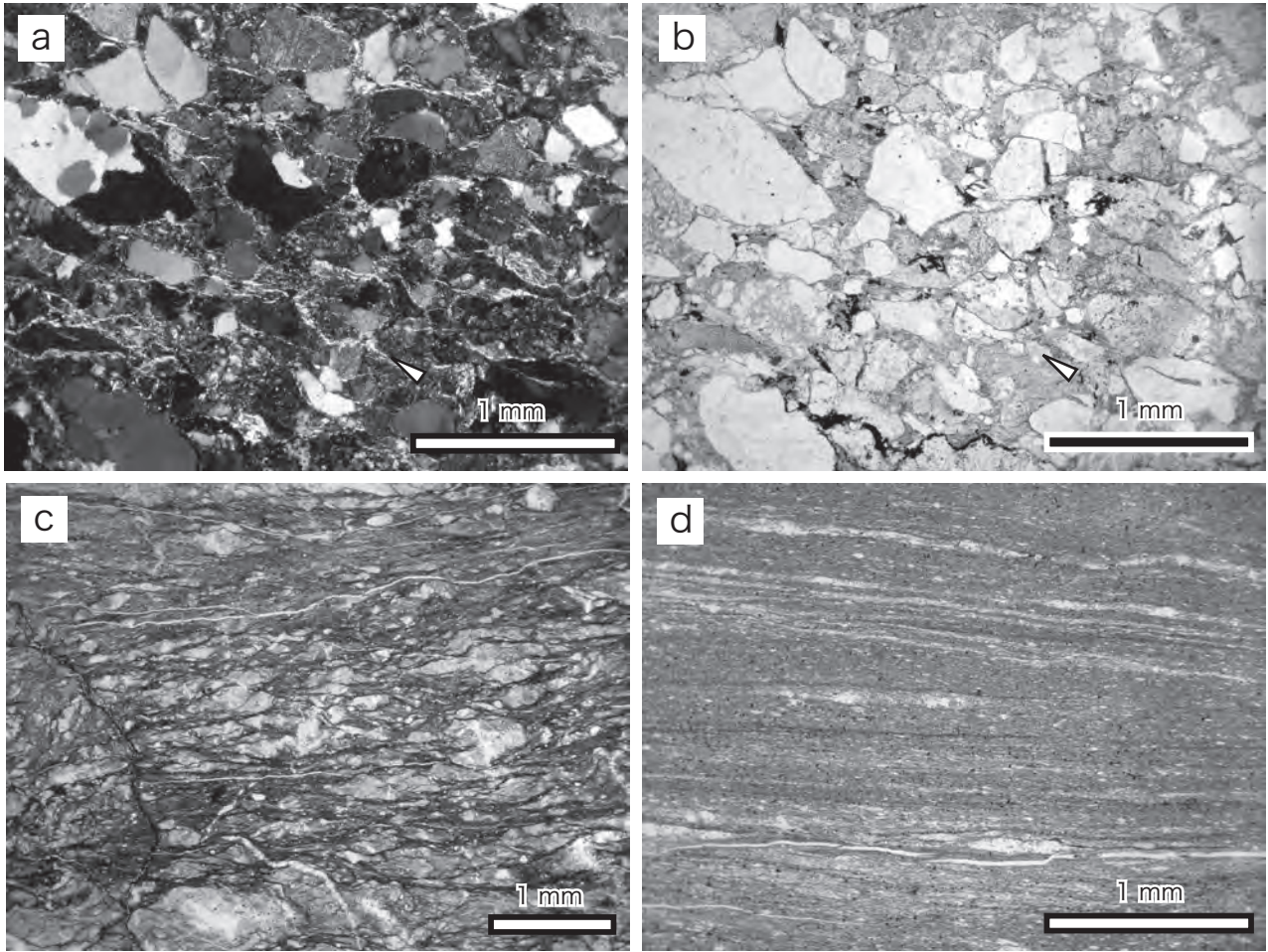
玄武岩相は、玄武岩溶岩及び玄武岩火山碎屑岩（第3.2図f）からなり、淡緑色凝灰岩を伴う。いずれも片理が発達し、チャート相を密接に伴う。鏡下では、玄武岩溶岩は無斑晶質で主に斜長石と輝石からなる（第3.5図a, b）。まれに、単斜輝石の斑晶を含む。玄武岩火山碎屑岩は、玄武岩起源の碎屑粒子からなり、一部では微晶質から隠微晶質なガラス質部を伴う（第3.5図c）。また一般に、剪断変形を受けていることが多い。変成鉱物として、緑泥石・緑れん石・パンペリー石（第3.5図d）、少量のスフェンを産する。特に緑泥石は、片理面に沿って発達することが多く、また脈としても産出する（第3.5図b）。これらの変成鉱物の出現は、準緑色片岩相のぶどう石・アクチノ閃石垂相-緑色片岩相の変成作用（Fettes and Desmons, 2007）に相当し、これまでの

諸塚層群が受けた変成作用に関する報告（長江・宮下, 1999; Miyazaki and Okumura, 2002 など）と矛盾しない。
地質構造 本ユニットは、延岡スラストによって、石堂山及び樋口山周辺では神門ユニットに、牧良山から市房ダム周辺では銀鏡川ユニットに衝上する。石堂山及び樋口山周辺では、走向にばらつきがみられるが、傾斜は概ね30°以下である。牧良山から市房ダム周辺では、北西-南東方向から北北西-南南東に軸跡を持ち、翼間隔が90°以上であるシンフォームが発達する。なお延岡スラストもこのシンフォームに参加している。シンフォームの北東翼では、概ねN40°E ~ 20°Wの走向、25 ~ 60°の西傾斜を示す。南西翼では、N60°E ~ 40°Wの走向で、20 ~ 40°の北傾斜で北東翼よりやや緩い傾斜を持つ。
対比 北隣の椎葉村地域における橋本（1957）及び野田・橋本（1958）の三方岳累層、田中・岩松（1993）の三方



第3.2図 三方岳ユニット構成岩相の露頭写真

- a : 砂岩. 千枚岩を伴う. 露頭の幅は約 7 m. 牧良山北西麓.
- b : 千枚岩優勢互層. 千枚岩と厚さ数 cm の砂岩が互層し, 約 50 cm の砂岩が挟在する. 露頭の幅は約 2 m. 美尾谷川河床.
- c : 千枚岩. レンズ化した砂岩を伴う. 露頭の幅は約 10 m. 美尾谷川の河床.
- d : 赤色及び緑色千枚岩. 牧良山北西麓.
- e : 赤色チャート. 赤色千枚岩を伴う. 牧良山北西麓.
- f : 玄武岩火山砕屑岩. 細粒部には顕著に片理が発達する. 牧良山北西麓.

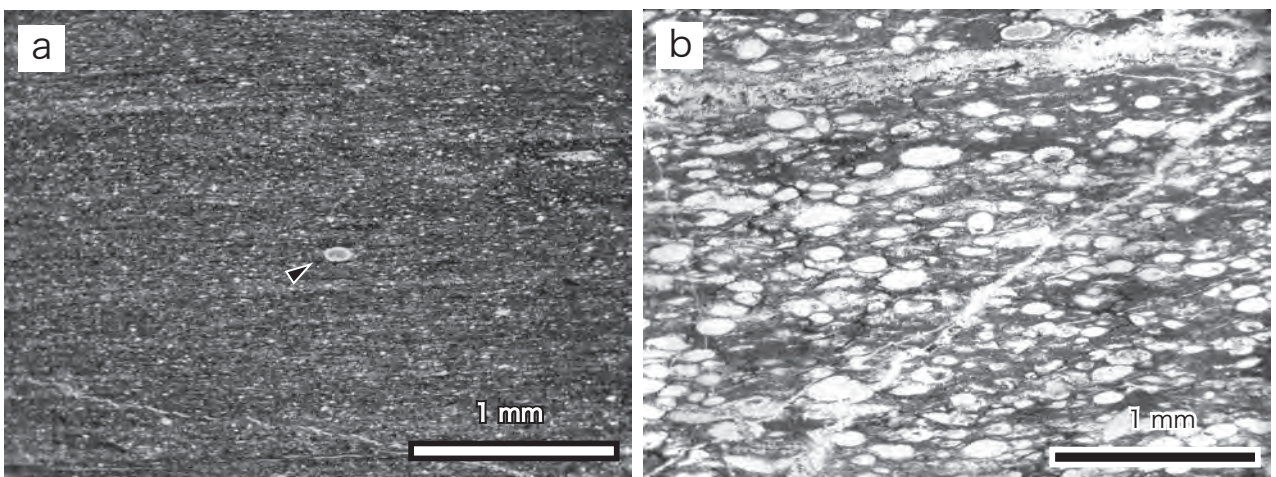


第3.3図 三方岳ユニットの砂岩・千枚岩の顕微鏡写真

a-b: 砂岩 (登録番号 GSJ R87432). 三角印は粘土鉱物の定向配列からなる片理面を示す. 牧良山南東. a: クロスニコル. b: オープンニコル.

c: 混在岩 (登録番号 GSJ R87433). 砂岩レンズと泥質基質からなる. 牧良山北西. オープンニコル.

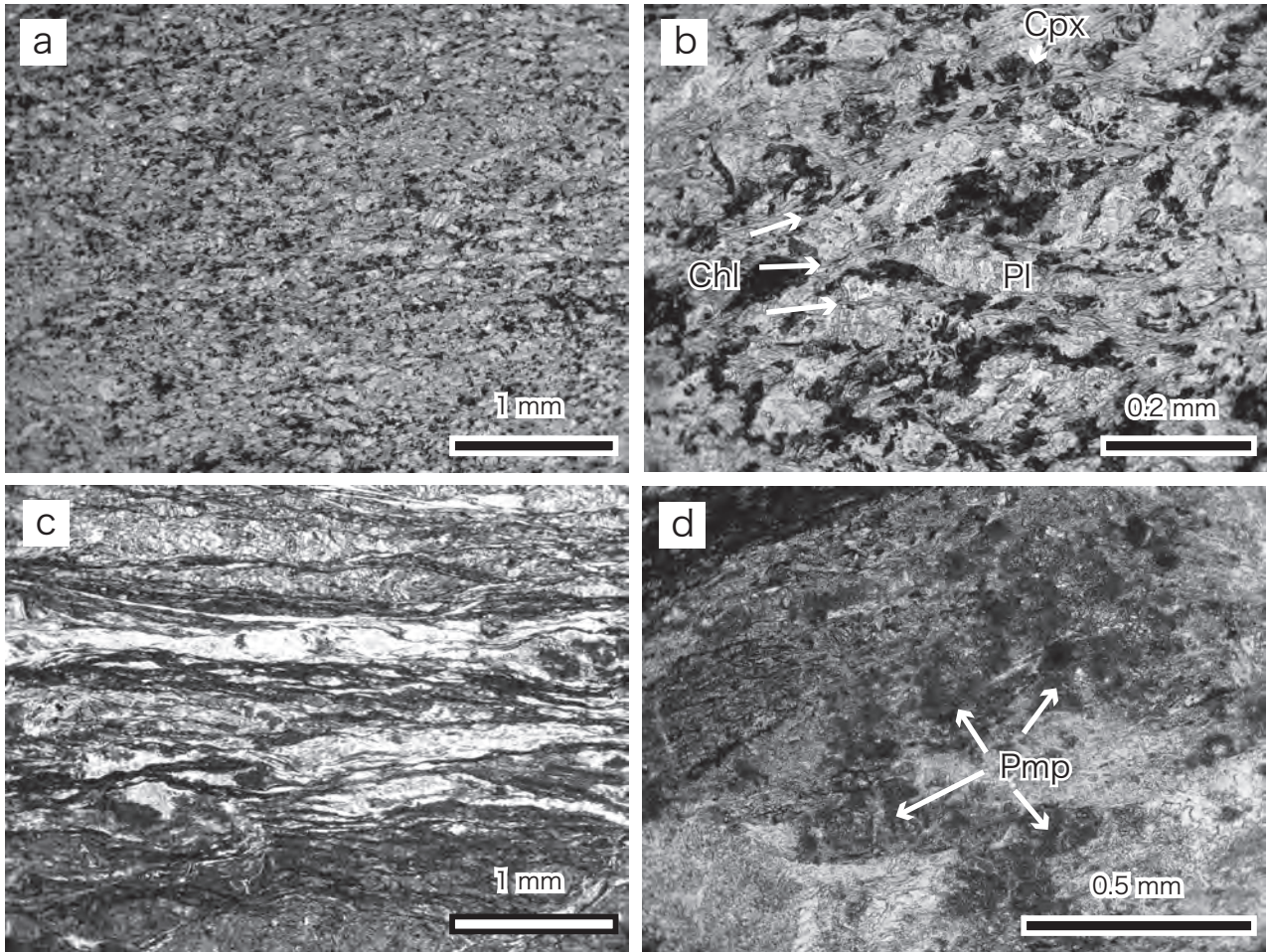
d: 千枚岩. 小丸川の河床 (北隣の椎葉村地域内). オープンニコル.



第3.4図 三方岳ユニットの赤色千枚岩・チャートの顕微鏡写真

a: 赤色千枚岩 (登録番号 GSJ R87434). 三角印は放散虫化石を示す. 牧良山北西. オープンニコル.

b: 赤色チャート (登録番号 GSJ R87435). 楕円形は扁平した放散虫化石. 牧良山北西. オープンニコル.



第3.5図 三方岳ユニットの玄武岩類の顕微鏡写真
 a-b: 玄武岩溶岩 (登録番号 GSJ R87436). 牧良山北西麓. オープンニコル.
 c-d: 玄武岩火山砕屑岩 (登録番号 GSJ R87437). dでは, パンペリー石が認められる. 牧良山北西麓. オープンニコル.
 Chl: 緑泥石. Pl: 斜長石. Cpx: 単斜輝石. Pmp: パンペリー石.

第3.1表 諸塚層群 (蒲江亜層群) 三方岳ユニットの対比

	本報告	椎葉村地域	神門地域
諸塚層群	三方岳ユニット	三方岳ユニット	八戸層
蒲江亜層群			槇峰層

岳ユニット, 斎藤ほか (1996) の三方岳ユニット, また東北隣の神門地域における今井ほか (1979) の八戸層・槇峰層に相当する (第3.1表). 北東隣の神門地域では蒲江亜層群を, 主に砂岩及び砂岩千枚岩互層からなる八戸層と, これに玄武岩類が多く含まれる槇峰層に区分した (今井ほか, 1979). そして八戸層と槇峰層の関係は, 上位の八戸層へ向かい玄武岩類の含有量が漸移的に減少する整合関係であるとされた (今井ほか, 1979; 君波・大野, 1999). また九州東部の蒲江地域では, 八戸層と槇峰層はスラストで境にされ, かつ両層が繰り返し分布する特徴を持つ (奥村ほか, 1985). 本地域では, 砂岩及び砂岩千枚岩互層が卓越するが, 牧良山北西麓に玄武

岩類及びチャートが小規模ながら分布する. 本報告では, 八戸層と槇峰層の細分が明確ではないため, 本ユニットを両層に対比する. また市房ダム以西における Murata (1987) の田代層群に対比される.

地質時代 サントニアン期-カンパニアン期.

本地域及び周辺地域から化石の産出報告はない. 本ユニットは, 蒲江亜層群 (寺岡・奥村, 1992) に属する. 九州東部の蒲江地域及び佐伯地域からは, 蒲江亜層群槇峰層の頁岩からサントニアン期-カンパニアン期の放散虫化石年代が報告されている (奥村ほか, 1985; 寺岡ほか, 1990) ので, それらにしたがった.

第4章 四万十帯古第三系日向層群

(原 英俊・木村克己)

4.1 研究史及び概要

延岡スラストに対し構造的低位の四万十帯古第三系付加コンプレックスは、日向層群と呼ばれる。日向層群は、橋本(1961)によって、延岡市周辺の古第三系について命名された。坂井・勘米良(1981)は、衝上断層によって繰り返す覆瓦構造を初めて認め、付加コンプレックスとしての特徴を示した。その後、放散虫化石・浮遊性有孔虫化石によって地質年代が中期始新世-前期漸新世と決定され、その結果詳細な層序・地質構造が明らかになった(坂井ほか, 1984; Nishi, 1988a, b, 1992)。なお栗原・原(2008)は、漸新世放散虫化石の産出に基づき、日向層群の地質年代の上限が漸新世まで延びるとした。この他に九州中央部では今井ほか(1979)、木村ほか(1991)、田中ほか(1992)、田中・岩松(1993)、斎藤ほか(1996)によって、各地で日向層群の地質年代・層序・地質構造の詳細が明らかになっていった。本地域周辺におけるこれまでの日向層群の研究史や地質体対比については、木村ほか(1991)・斎藤ほか(1996)の尾鈴山図幅・椎葉村図幅に詳しい。

日向層群内部の地質構造は、岩相境界の多くがスラストで境われて、地層の繰り返しが頻繁に起きている(坂井ほか, 1984; Nishi, 1988a, b; 木村ほか, 1991)。更に剪断変形を受けた、玄武岩類や砂岩を含む混在岩も認められる(木村ほか, 1991)。特に、延岡スラストの低位には、砂岩粘板岩互層が破断して混在化した特徴的な地質体である神門ユニットが分布する(神門層: 今井ほか, 1979)。坂井ほか(1984)と斎藤ほか(1996)によれば、神門ユニットの地質年代は、中期始新世に限定される。神門ユニットは、大藪スラストを介して、低位の地層に衝上する(橋本, 1957; 斎藤ほか, 1996)。その他、多色泥岩を鍵層として、それらがスラストシートの下限をなす地質図規模のデュプレックス構造を呈することが報告されている(村田, 1991, 1995, 1998a, b など)。なお本層群は諸塚層群と同様に、Murata(1987)及びKano *et al.*(1990)が示した、鉛直な軸を持つ円錐状褶曲からなる屈曲構造に参加する。九州東部で解析された日向層群の変成作用は、ぶどう石-パンペリー石相(Toriumi and Teruya, 1988; 今井ほか, 1971)とされ、準緑色片岩相を示す(Fettes and Desmons, 2007)。Hasebe and Tagami(2001)によるフィッシュン・トラック年代の検討では、ジルコンのフィッシュン・トラックは、十分にアニーリングされておらず、その年代は堆積

年代より古い。その一方、アパタイトのフィッシュン・トラック年代からは、蒲江垂層群と同様に、約10Ma頃に100°C付近まで冷却したことを示す。

本地域には、構造的上位より、日向層群の神門ユニット、銀鏡川ユニット、小川内ユニットが分布する。各ユニットの地質時代は、神門ユニットは中期始新世、銀鏡川ユニットは中期始新世-前期漸新世、小川内ユニットは漸新世で、構造的低位に向かい地質年代が若くなる年代極性が認められる。

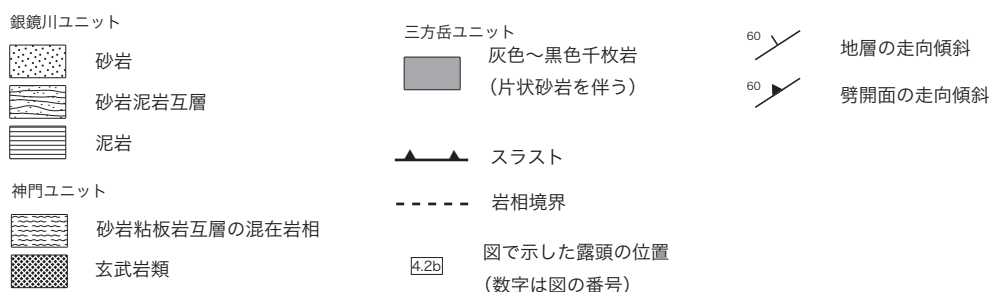
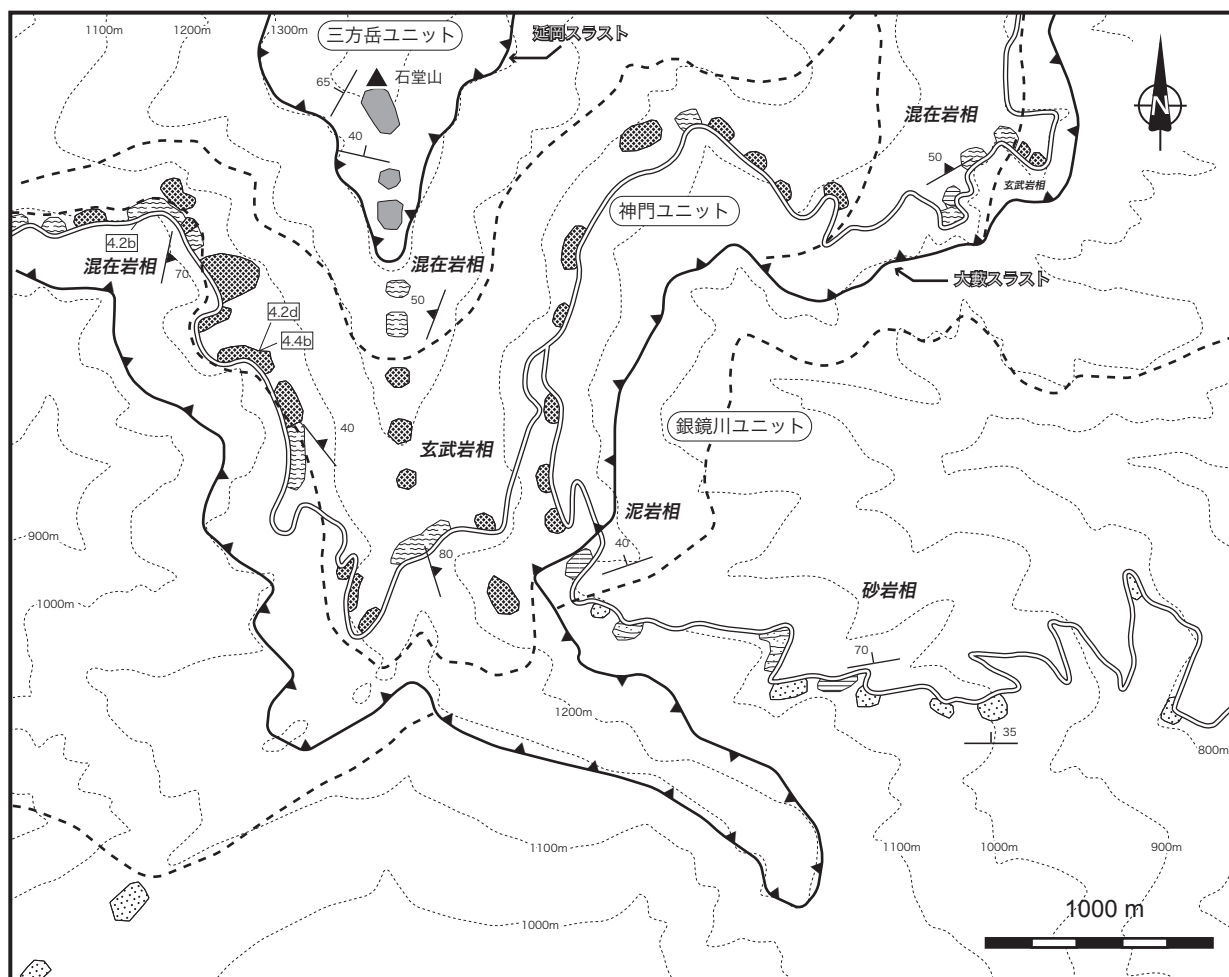
4.2 神門ユニット(Mm, Mb)

命名 北東隣の神門地域において、本ユニット相当層は神門層と命名された(今井ほか, 1979)。北隣の椎葉村地域において、地質単元をユニットとし、神門ユニットと改名された(斎藤ほか, 1996)。なお北隣の椎葉村地域において、橋本(1957)、野田・橋本(1958)により本ユニット相当層は大河内累層と命名されている。しかし野田・橋本(1958)では、本ユニットと構造的上位の三方岳ユニットとの関係は、延岡スラストの存在を示唆している記述が認められるものの、整合であるとしている。更に九州東部地域も含め、すでに神門層が広く用いられていることから(例えば寺岡ほか, 1981a)、椎葉村地域において神門ユニットの名称を使用することが適当だとされた(斎藤ほか, 1996)。本地域でも、斎藤ほか(1996)にしたがい、神門ユニットを用いる(第4.1表)。

分布 本地域北部の石堂山及び樋口山周辺に模式的に分布する(第4.1図)。延岡スラストを介して三方岳ユニットの構造的低位に位置し、その上限は標高1,300~1,350 m以下である。また本ユニットは、大藪スラストを介し、構造的低位の銀鏡川ユニットと接し、その下限は標高700~1,000 mにある。

岩相 混在岩相と玄武岩相からなる(第4.2図)。

混在岩相は、黒色粘板岩、砂岩粘板岩互層及び砂岩からなる。砂岩粘板岩互層及び砂岩はしばしば膨縮構造・レンズ化などの変形構造が発達し、黒色粘板岩を基質として、混在岩となる(第4.2図a, b)。混在岩には、しばしば玄武岩類・同凝灰岩の岩塊も含む。一般に粘板岩には鱗片状劈開が発達する。鏡下では、主に粘土鉱物からなる泥質部とレンズ化した砂岩、寸断されレンズ化した石英分結脈からなる(第4.3図)。泥質部の粘土鉱物は、高い干渉色を示し、定向配列をなす。また鱗片状劈開が黒色不透明な網目状の筋として認められ、石英分結脈に



第4.1図 神門ユニットのルートマップ
石堂山南麓.

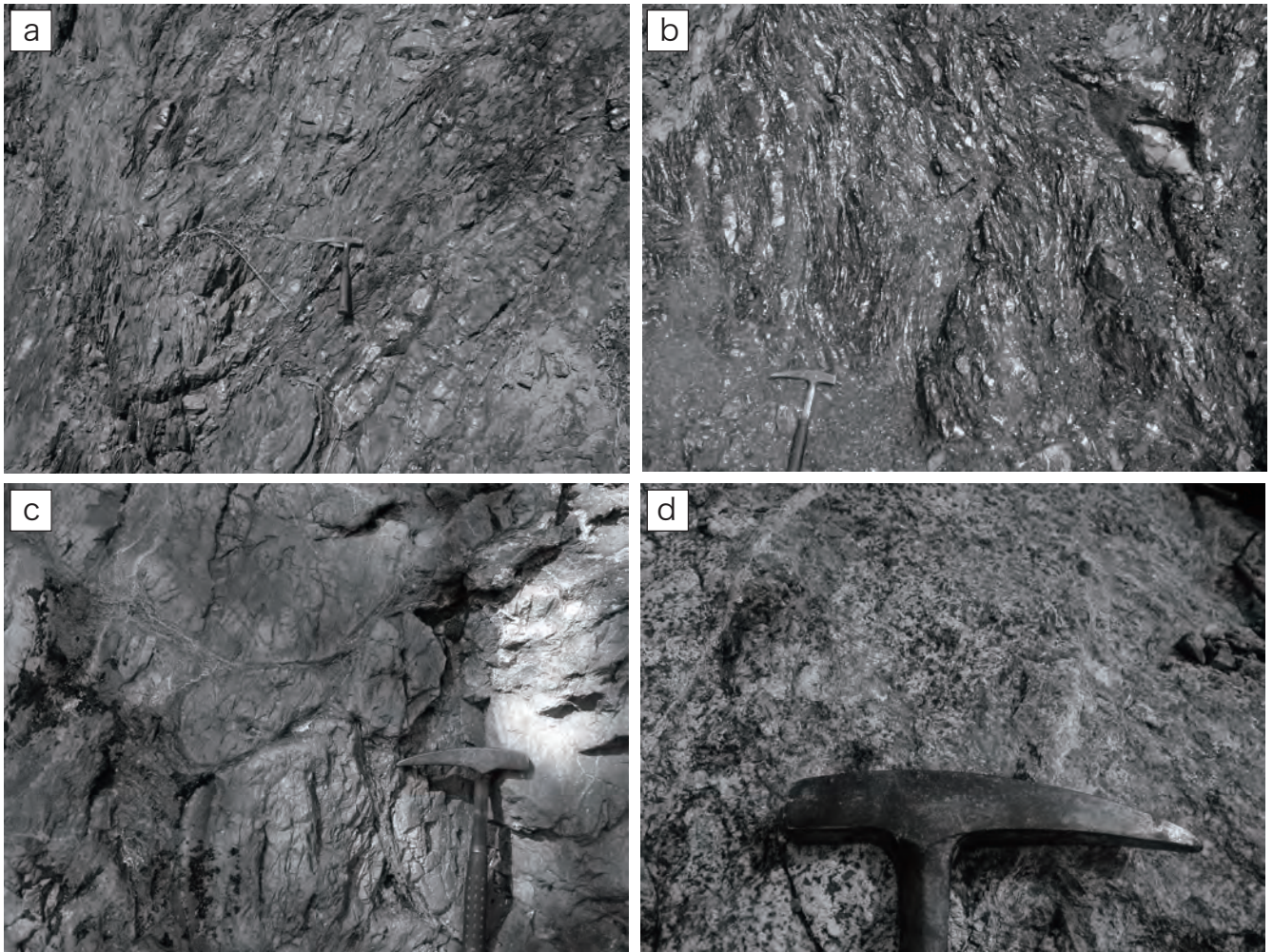
沿って発達する。しばしば剪断変形が発達し、ちりめんじわ劈開が認められる。

玄武岩相は、玄武岩溶岩（塊状もしくは枕状溶岩、第4.2図c）、ドレライト（第4.2図d）、玄武岩火山碎屑岩からなり、まれに多色頁岩・石灰岩を伴う。大藪スラストの直上に広く分布し、石堂山から樋口山の西麓では、比高100～200mの急峻な崖を作る。鏡下では、玄武岩溶岩は無斑晶質で主に斜長石と少量の単斜輝石からなる（第4.4図a）、ドレライトは、柱状の自形斜長石結晶の間を単斜輝石結晶が埋めるオフィティック組織を示し、斑晶鉱物としてかんらん石を含むこともある（第4.4

図b）。変成鉱物として、パンペリー石・緑れん石が産出し、またドレライトにぶどう石脈が認められる（第4.4図c,d）。これらにより、本地域における神門ユニットの変成作用は、他地域と同様に準緑色片岩相であることが支持される。

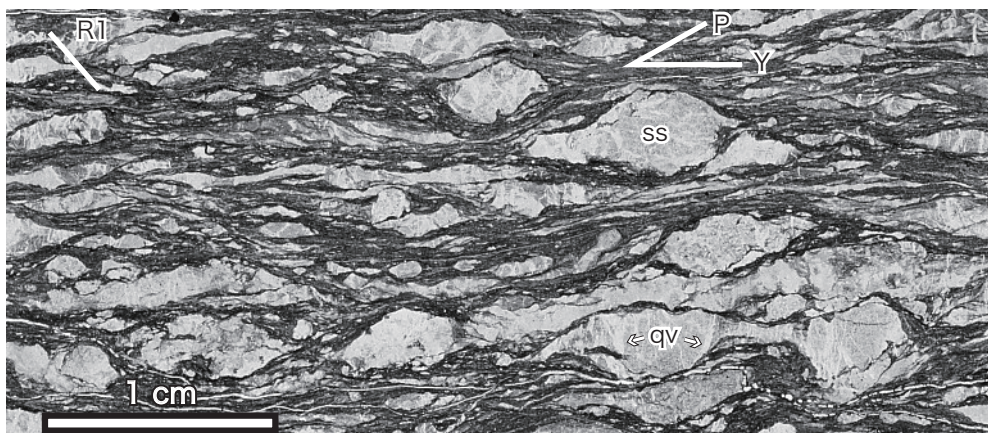
地質構造 大藪スラストによって、下位の銀鏡川ユニットに衝上する。一般に走向N30～70°E、傾斜は北に30～60°を示す。傾斜角度は、大藪スラストの姿勢や玄武岩相の分布に比べ、高角である。

対比 北隣の椎葉村地域に分布する神門ユニット（斎藤ほか、1996）、大河内累層（橋本、1957；野田・橋本、



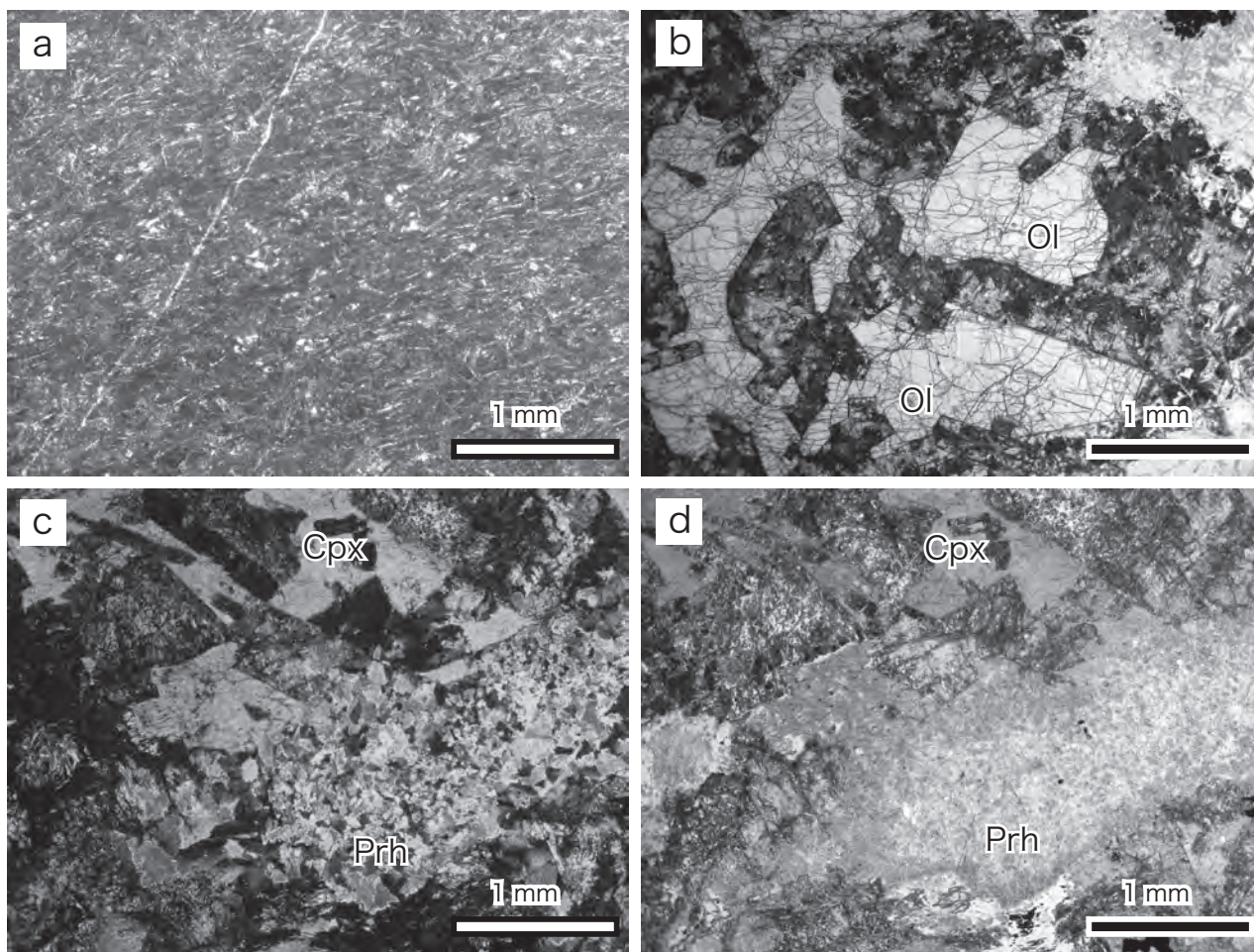
第 4.2 図 神門ユニット構成岩相の露頭写真

- a : 砂岩粘板岩破断相. 石英分結脈及び鱗片状劈開の発達が弱く, 砂岩粘板岩互層も認められる. 石堂山北東麓の林道.
- b : 砂岩粘板岩混在岩相. 粘板岩には鱗片状劈開が発達し, 砂岩レンズ及び寸断された石英分結脈が普遍的に含まれる. 石堂山南西麓の林道.
- c : 枕状溶岩. 枕状構造の縁辺部には厚さ 1 cm ほどの急冷縁が認められる. 大藪川の河床の転石.
- d : ドレライト. 斜長石と輝石がほぼ同量含まれる. 石堂山南西麓の林道.



第 4.3 図 神門ユニットの混在岩の顕微鏡写真

黒色部は粘土鉱物からなる泥質部. 剪断変形により複合面構造 (P, Y, R₁ 面) が発達する. 白色部はレンズ化した砂岩 (ss) 及び石英分結脈 (qv). 写真では, 見かけ右ずれの剪断変形を受けている. 小丸川河床 (北隣, 椎葉村地域内). オープンニコル.



第4.4図 神門ユニットの玄武岩類の顕微鏡写真

- a : 玄武岩溶岩 (登録番号 GSJ R87438). 樋口谷の転石. オープンニコル.
 b : ドレライトのかんらん石斑晶 (登録番号 GSJ R87439). オープ石堂山南麓.
 c-d : ドレライト中のぶどう石脈 (登録番号 GSJ R87440). 石堂谷の転石. c : クロスニコル.
 d : オープンニコル.
 Ol : かんらん石. Cpx : 単斜輝石. Prh : ぶどう石.

1958), 田中・岩松 (1993) の大河内ユニット, 北東隣の神門地域での神門層 (今井ほか, 1979) に対比される. また坂井・勘米良 (1981) の荒谷層と荒谷層分布域内の宇納間層に対比される.

地質時代 中期始新世

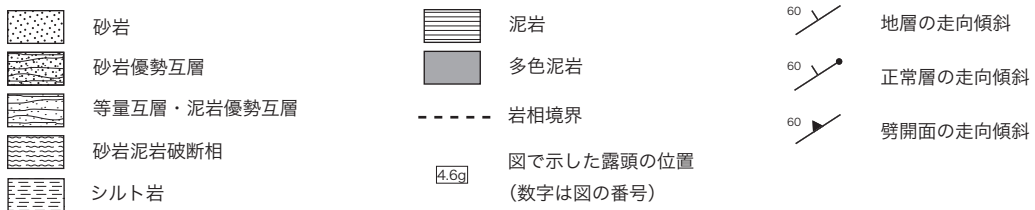
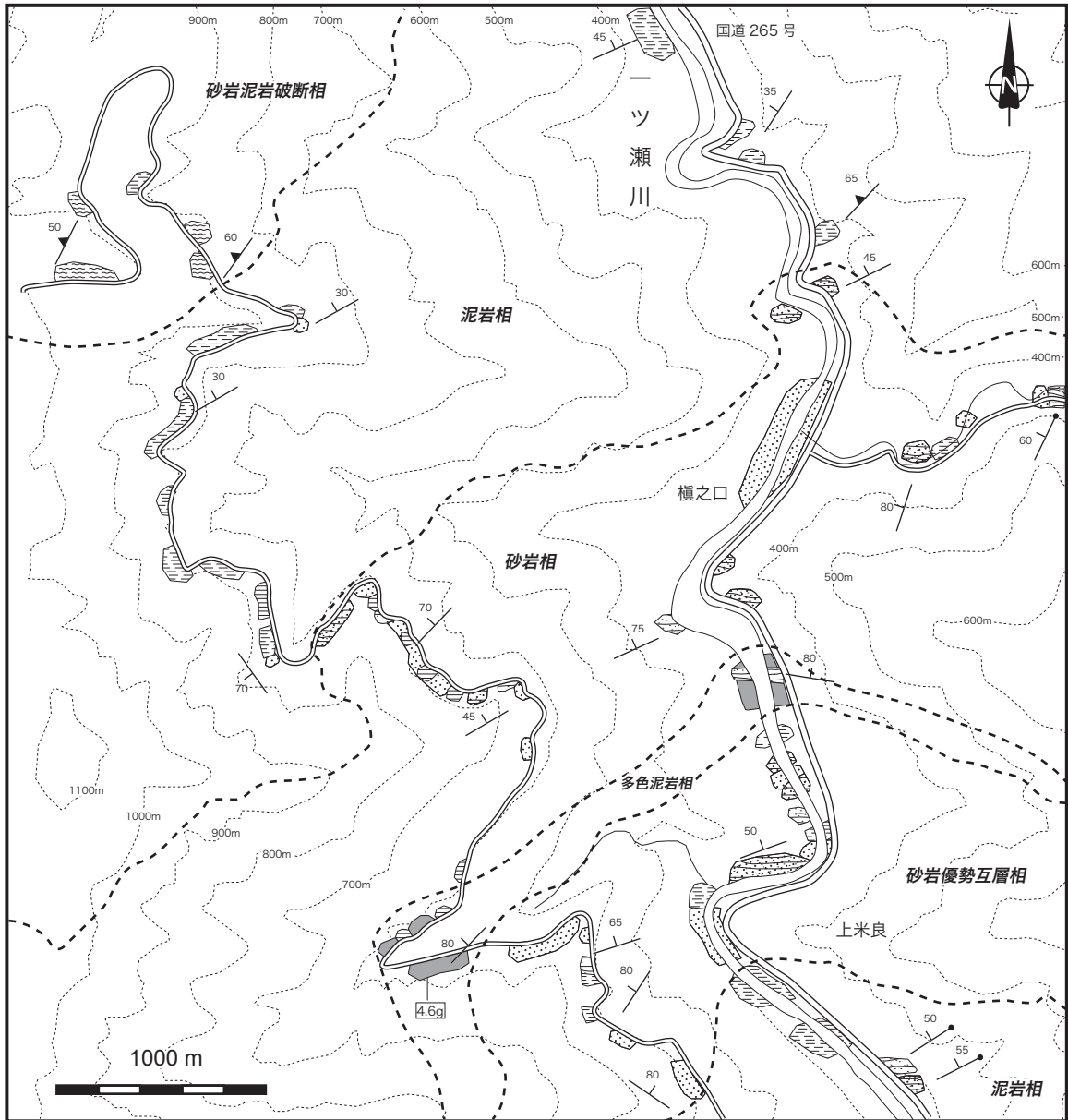
本地域から化石の産出報告はない. 北東隣の神門地域に分布する本ユニット相当層 (荒谷層) から, 坂井ほか (1984) は 6 地点から放散虫化石を, 1 地点から有孔虫化石を報告した. 斎藤ほか (1996) は, Sanfilippo *et al.* (1985) の化石帯に基づき, 坂井ほか (1984) が報告した放散虫化石・有孔虫化石年代から, 本ユニットの地質年代を中期始新世とした. 最新の新生代放散虫化石層序 (Nigrini *et al.*, 2005) に基づいても, 坂井ほか (1984) が報告した *Dictyoprora mongolferi* (Ehrenberg) と *Theocotylissa ficus* (Ehrenberg) の産出は PR8 ~ PR16 の範囲にあり中期中新世を示す.

4. 3 銀鏡川ユニット

(Ss, Sms, Sma, Smd, Sm, Sg, Sr)

命名 新称. 東隣の尾鈴山地域における北部コンプレックス (木村ほか, 1991) に相当する. 北部コンプレックスの模式地として, 銀鏡川沿いのルートマップが示されている (木村ほか, 1991). 本報告でも, 銀鏡川沿いを模式地として, この北部コンプレックスに対し地理的名称を与え銀鏡川ユニットと新称する.

分布 本地域中央部, 銀鏡川上流, 一ツ瀬川, 小川川, 板谷川, 大藪川, 横谷峠, 蓑谷川, 花立山, 槻木川上流, 湯ノ原川周辺に分布する. 一ツ瀬川周辺のルートマップを第4.5図に示す. 本ユニットの上限は, 本地域北西部の牧良山周辺では, 延岡スラストを介し三方岳ユニットと接する. 本地域北部の石堂山及び樋口山周辺では, 大藪スラストを介し, 神門ユニットと接する. 下限は, 小



第4.5図 銀鏡川ユニットのルートマップ
一ツ瀬川流域。

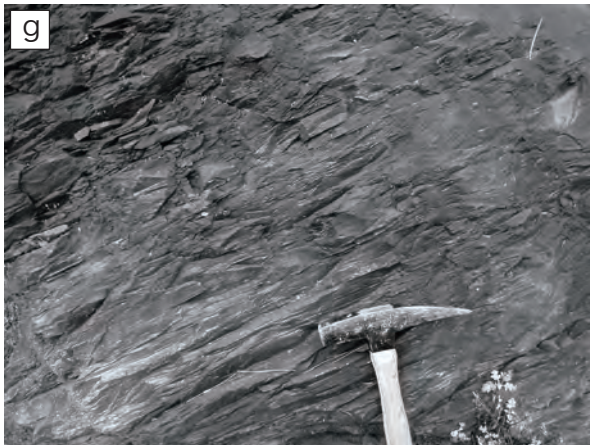
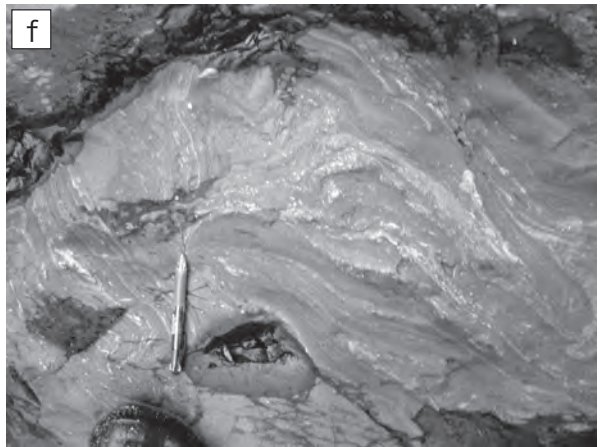
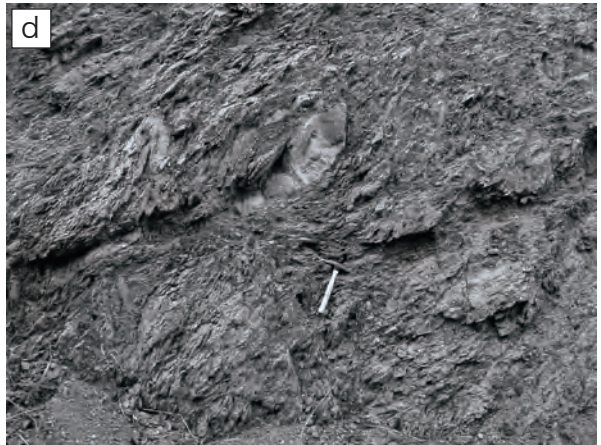
川スラストを介し、小川内ユニットと接する。

岩相 砂岩相，砂岩優勢互層相，砂岩泥岩互層相，砂岩泥岩破断相，泥岩相，多色泥岩相からなる（第4.6図）。

砂岩相は，厚層理な成層砂岩（第4.6図a）及び塊状砂岩と砂岩優勢互層からなる。砂岩は，一般に細粒-中粒な雲母を含む石英・長石質砂岩（第4.7図a）で，カ

リ長石を含む（木村ほか，1991）。一ツ瀬川中流域では，多色泥岩相が付随する。

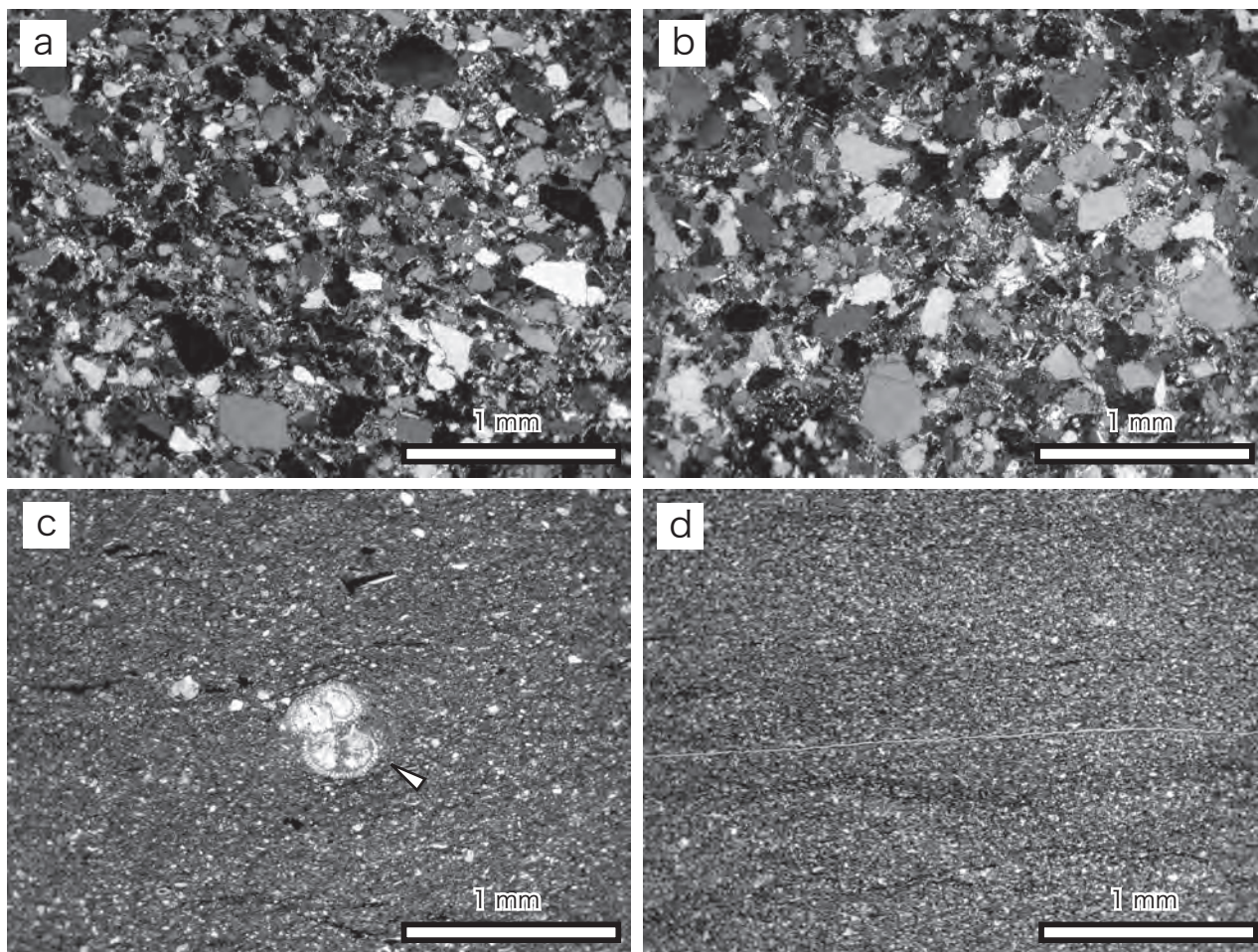
砂岩優勢互層相は，成層砂岩と砂岩優勢な砂岩泥岩互層（第4.6図b）及び砂岩泥岩互層からなる。まれに礫岩及び礫質砂岩を伴う。**砂岩泥岩互層相**は，等量の砂岩泥岩互層（第4.6図c）及び泥岩優勢砂岩泥岩互層及び



シルト岩，成層砂岩からなる。砂岩は，細粒-中粒砂岩で基質の多い長石質もしくは石質ワッケである（第4.7図b）。

砂岩泥岩破断相は，膨縮及びレンズ化した砂岩と，鱗片状劈開が発達した泥岩からなる（第4.6図d,e）。ま

た暗灰色泥岩を伴う。砂岩の変形の程度は様々であり，砂岩泥岩互層の成層構造を残したことから，レンズ状の砂岩が泥岩中に孤立するものまである。また未固結から半固結状態の変形を残す（第4.6図f）。砂岩泥岩破断相は，本来砂岩泥岩互層であったものが，未固結から半



第4.7図 銀鏡川ユニット構成岩相の顕微鏡写真

- a：砂岩相の石英・長石質砂岩（登録番号GSJ R87441）。雲母片を多く含む。花立山北西。クロスニコル。
- b：砂岩泥岩互層相の長石質及び石質ワッケ（登録番号GSJ R87442）。湯ノ原山北東。クロスニコル。
- c：泥岩相のシルト岩（登録番号GSJ R87443）。浮遊性有孔虫化石（三角印）を含む。湯ノ原山北東。オープンニコル。
- d：多色泥岩相の赤色泥岩（登録番号GSJ R87444）。花立山北西。オープンニコル。

(左) 第4.6図 銀鏡川ユニット構成岩相の露頭写真

- a：砂岩相の厚層理砂岩からなる滝。写真の範囲で，滝の高さは約30m。小川川上流。虹の滝。
- b：砂岩優勢砂岩泥岩互層。湯ノ原山東方の林道。
- c：砂岩泥岩互層。西米良村板谷付近の板谷川河床。
- d：砂岩泥岩破断相。市房山南東麓の林道。
- e：砂岩泥岩破断相。多良木町トヤガノ付近の槻木川河床。
- f：砂岩泥岩破断相。多良木町槻木付近の槻木川河床。
- g：泥岩相のシルト岩。劈開が発達する。市房山南麓の林道。
- h：多色泥岩相の赤色・灰色泥岩。劈開が発達する。西米良村横之口西方の林道。

第 4.1 表 日向層群構成ユニットの対比

	本報告		尾鈴山地域		椎葉村地域	神門地域
日向層群	神門ユニット				神門ユニット	神門層
	銀鏡川ユニット	砂岩優勢互層相 砂岩泥岩互層相 砂岩泥岩破断相 泥岩相	北部コンプレックス	泥岩ユニット	本郷ユニット	鬼神野層 渡川層 山野井層
		砂岩相 多色泥岩相		砂岩ユニット		珍神山層
	小川内ユニット		南部コンプレックス			

固結状態で、層理に平行な展張及び剪断変形と、閉じた褶曲変形を受け形成されたものである（木村ほか、1991）。

泥岩相は、塊状泥岩及びシルト岩（第 4.6 図 g）を主体とし、破断した砂岩泥岩互層や、まれに灰色-黒色泥岩を伴う。数 cm 程度の砂岩及びシルト岩薄層を挟むことが多い。また径 5～30 cm 程度の珪質ノジュールを頻繁に含む。鏡下では、シルト大の石英・長石・不透明鉱物と微細な粘土鉱物からなる（第 4.7 図 c）。暗灰色-黒色泥岩は、シルト大の碎屑粒子を多く含まない泥岩で花立山西麓の砂岩相中に認められる。

多色泥岩相は、赤色泥岩・緑色泥岩・灰色泥岩からなる（第 4.6 図 h）。一般に層理面に平行な片理が発達し、頁岩質である。鏡下では、微細な粘土鉱物からなり、シルト大の碎屑粒子をわずかに含む（第 4.7 図 d）。東隣の尾鈴山地域では、砂岩相とスラストで接し、密接に分布する。本地域においても、一ツ瀬川流域の西米良村上米良周辺で、砂岩相に付随して、赤色泥岩と緑色泥岩が分布する。その他に、花立山北麓周辺の砂岩泥岩互層相と大藪谷の泥岩相にも認められる。

地質構造 一般走向は、東北東-西南西で、北に 30～60°傾斜する。各層相がスラストによって境される覆瓦構造を特徴とする。地質図規模のアンチフォーム・シンフォームが、花立山北西麓と湯ノ原川で認められる。西北西-東南東もしくは北西-南東の軸跡、60～90°以上の翼間隔を持つ。牧良山周辺の三方岳ユニットに発達するシンフォームは、西米良村黒仁田周辺の本ユニット内にも連続すると考えられるが、シンフォーム付近は泥岩相からなり岩相が単調なため、その詳細は不明である。その他、露頭規模での背斜・向斜は、しばしば認められる。また北西-南東走向の高角な断層によって、層相の連続性が絶たれる。

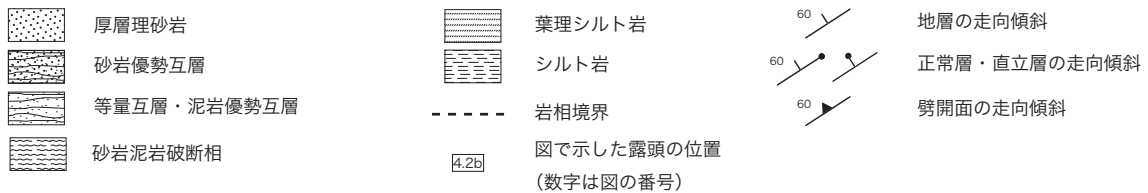
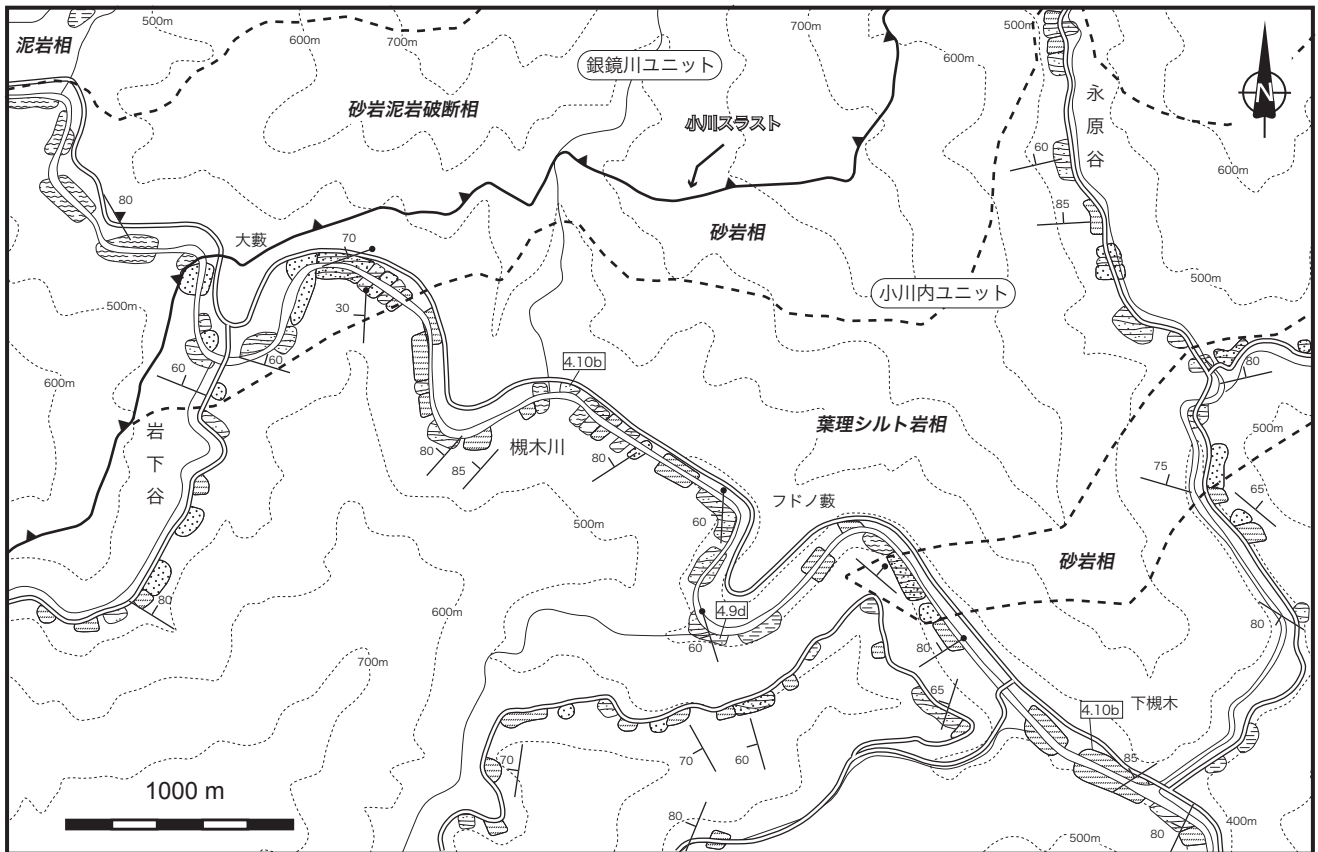
東隣の尾鈴山地域では、砂岩相は多色泥岩相を密接に伴って、八峡スラストと中之又スラストに挟まれて分布する（木村ほか、1991）。また多色泥岩相は、中之又スラスト直上に分布する。尾鈴山地域では、砂岩相と多色

泥岩相を合わせ砂岩ユニットとされ、神門地域の^{ちんじんさん}珍神山層（今井ほか、1979）に対比されている（木村ほか、1991）。本地域では、砂岩相は 3 列に分布し、それらの側方への連続性は悪く、スラストに収れんし、その側方延長は途絶えることが多い。また多色泥岩相を伴って分布する砂岩相は、一ツ瀬川流域の西米良村上米良周辺のみである。多色頁岩は、花立山北麓周辺の砂岩泥岩互層相と大藪谷の泥岩相にも認められる。尾鈴山地域で認められた砂岩相と多色泥岩相が接して分布する関係は、本地域では薄れる。これは砂岩相の厚さが薄くなること、覆瓦構造を構成するスラストが密に発達することによる。尾鈴山地域及び神門地域では、砂岩相が厚く分布することから、その地質体区分が明確で砂岩相当層を砂岩ユニット（尾鈴山地域）・珍神山層（神門地域）と命名されている。その一方、更に東延長の富高地域においては、砂岩相はスライス化し、数列にわたり分布する（野沢・木野、1955；寺岡ほか、1981a）。すなわち砂岩相は、尾鈴山地域及び神門地域では八峡スラストと中之又スラストに挟まれて分布するのに対し、それらの東西延長においては、覆瓦構造を構成するスラストによりスライス化が進行し複数列として認められる。また砂岩相の相当層が、南隣の須木地域、南東隣の妻及び高鍋地域にも分布する（寺岡ほか、1981a）。

対比 東隣の尾鈴山地域の北部コンプレックス（木村ほか、1991）に対比される（第 4.1 表）。北隣の椎葉村地域における本郷ユニットは、八峡スラスト（今岡ほか、1979；木村ほか、1991）より上位の泥岩相及び砂岩泥岩破断相に相当する。また北東隣の神門地域の珍神山層・上井野層・渡川層・鬼神野層（今岡ほか、1979）に対比される。坂井ほか（1984）の田代層・宇納間層・大内原層に対比される。

地質時代 中期始新世-前期漸新世。

本地域では、数地点において、放散虫化石の産出報告があり、その地質時代は中期始新世-前期漸新世を示す（木村ほか、1991；Murata, 1987）。これらの年代は、坂井ほか（1984）、Nishi (1988a,b, 1992) により九州



第4.8図 小川内ユニットのルートマップ
楓木川流域.

東部で検討された浮遊性有孔虫化石・放散虫化石年代と調和する。また木村ほか (1991) は、北東隣の神門地域で後期始新世-前期漸新世初期の有孔虫化石を報告している。

4. 4 小川内ユニット (Os, Ol)

命名 新称。東隣の尾鈴山地域における南部コンプレックス (木村ほか, 1991) に相当する。南部コンプレックスの模式地として、小川川下流の小川内周辺のルートマップが示されている (木村ほか, 1991)。本報告では、木村ほか (1991) の模式地を踏襲し、この南部コンプレックスに対し地理的名称を与え小川内ユニットとして新称する。

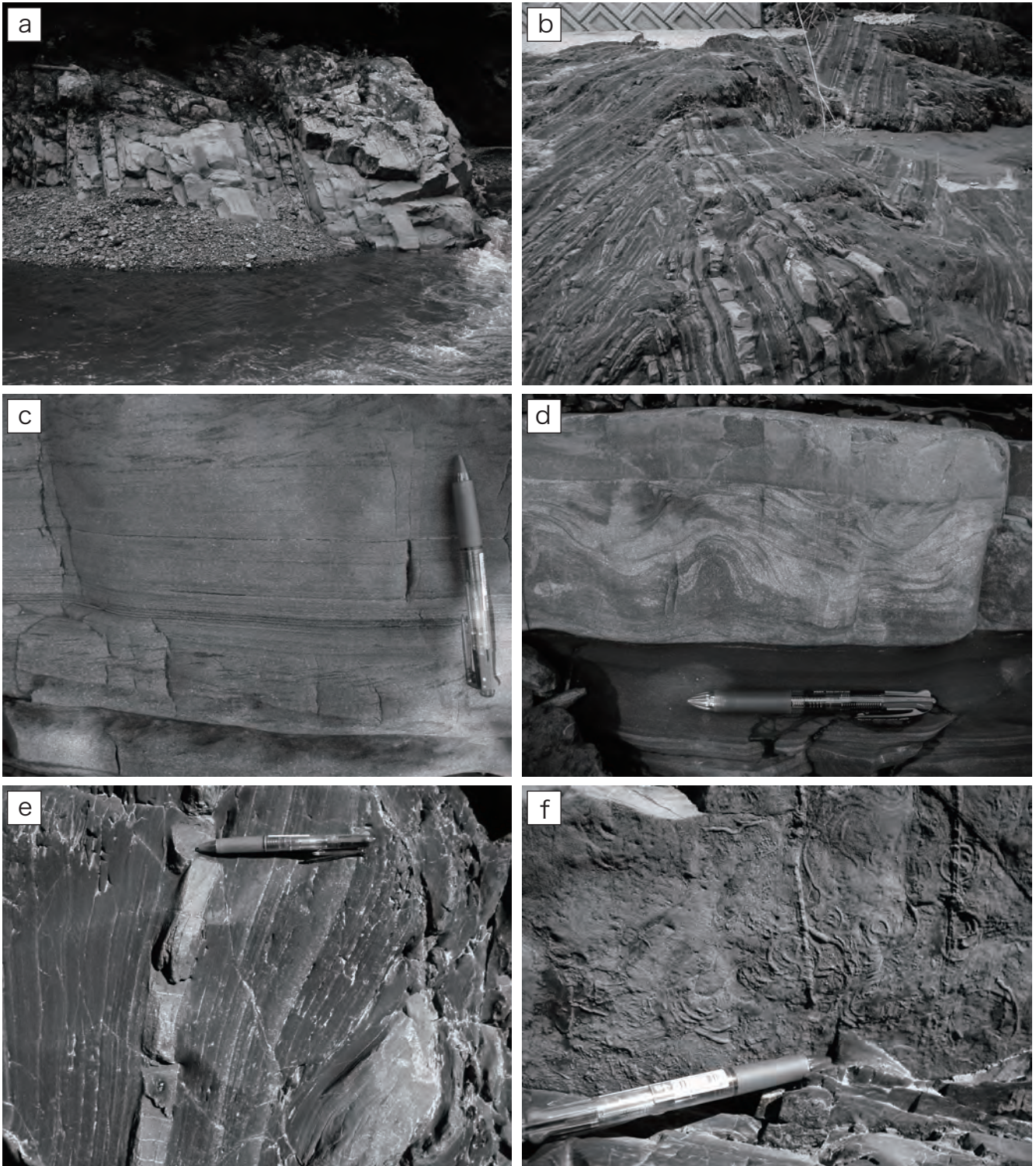
分布 本地域南部、小川川下流、一ツ瀬ダム湖周辺、尾股川上流、尾股峠、楓木川中流にかけて分布する。本ユ

ニットの上限は、小川スラストを介して、銀鏡川ユニットに接する。楓木川中流のルートマップを第4.8図に示す。

岩相 砂岩優勢互層相と葉理シルト岩相からなる (第4.9図)。

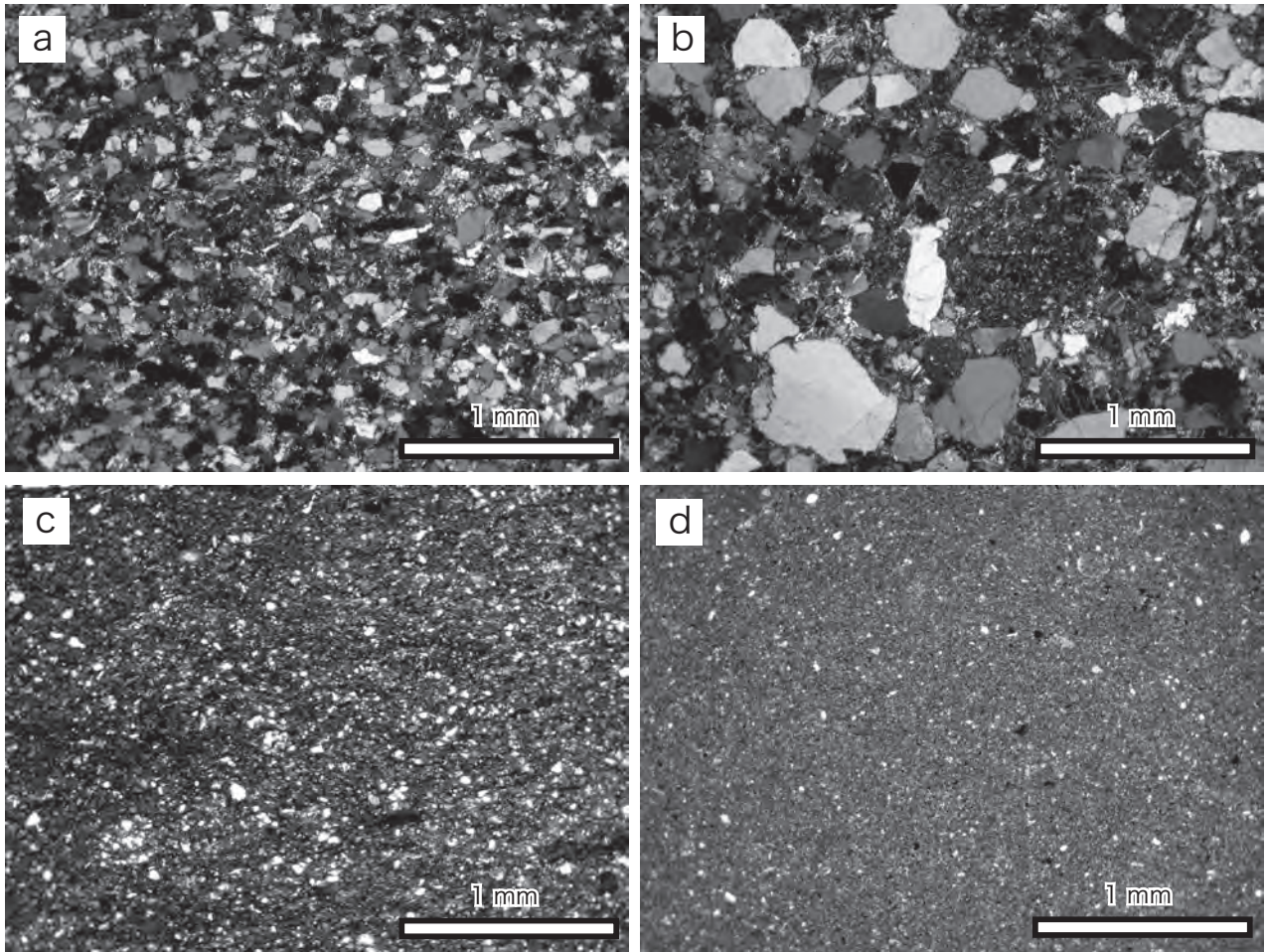
砂岩優勢互層相は、成層砂岩及び砂岩優勢砂岩泥岩互層 (第4.9図 a), 砂岩泥岩互層 (第4.9図 b) からなる。走向方向への岩相の層厚変化が著しく、しばしば岩相の連続性が絶たれる。また本層相の厚さの変化も著しく、走向方向への連続性も悪い。成層砂岩は、単層の厚さが1~5mで、平行葉理やコンポリュート葉理が認められる (第4.9図 c, d)。また砂岩層の下部には、泥岩のリップアップクラストが密集することがある。また砂岩は、石英・長石質砂岩 (第4.10図 a, b) で、雲母やカリ長石を含むことで特徴づけられる (木村ほか, 1991)。

葉理シルト岩相は、葉理シルト岩からなり、シルト岩



第4.9図 小川内ユニット構成岩相の露頭写真

- a : 砂岩優勢互層相中の厚層理砂岩. 多良木町下槻木の槻木川河床.
- b : 砂岩泥岩互層. 褶曲構造を伴う. 多良木町下槻木の槻木川河床.
- c : 成層砂岩. 多良木町御大師の槻木川河床.
- d : コンポリュート葉理の発達する砂岩. 多良木町下槻木の槻木川河床.
- e : 葉理シルト岩. 多良木町御大師の槻木川河床.
- f : 砂岩の底面に認められる生痕化石. 直線状で節を持つ *Nereites* sp., 渦巻き状の *Spirorhappe* sp. が見られる. 南隣の須木地域内の槻木川河床.



第 4.10 図 小川内ユニット構成岩相の顕微鏡写真

- a : 砂岩泥岩互層相の細粒砂岩 (登録番号 GSJ R87445). ガタノ谷の林道. クロスニコル.
- b : 砂岩泥岩互層相の中粒-粗粒砂岩 (登録番号 GSJ R87446). 多良木町大藪の槻木川河床. クロスニコル.
- c : 葉理シルト岩相のシルト岩 (登録番号 GSJ R87447). 多良木町御大師の槻木川河床. オープンニコル.
- d : 葉理シルト岩相の泥岩 (登録番号 GSJ R87448). 多良木町下槻木の槻木川河床. オープンニコル.

及び砂岩泥岩互層を伴う。葉理シルト岩は、本ユニットを特徴づける特徴的な岩相で、葉理が発達した極細粒砂岩とシルト岩及び泥岩が、厚さ数 cm で律動的に互層する。数 cm の砂岩層を挟むこともある (第 4.9 図 e)。砂岩泥岩互層は、泥岩優勢-砂岩優勢の砂岩泥岩互層であり、破断していることもある。葉理シルト岩や互層の砂岩層の底面には、*Nereites* sp., *Cosmorhapha* sp., *Helminthoida* sp., *Paleodictyon* sp. などの生痕化石 (第 4.9 図 f) や、流痕がしばしば認められる。鏡下では、シルト岩はシルト大の石英・長石・不透明鉱物と微細な粘土鉱物からなり (第 4.10 図 c)、まれに有孔虫化石が認められる。泥岩は、微細な粘土鉱物からなり、わずかにシルト大の碎屑粒子を含む (第 4.10 図 d)。

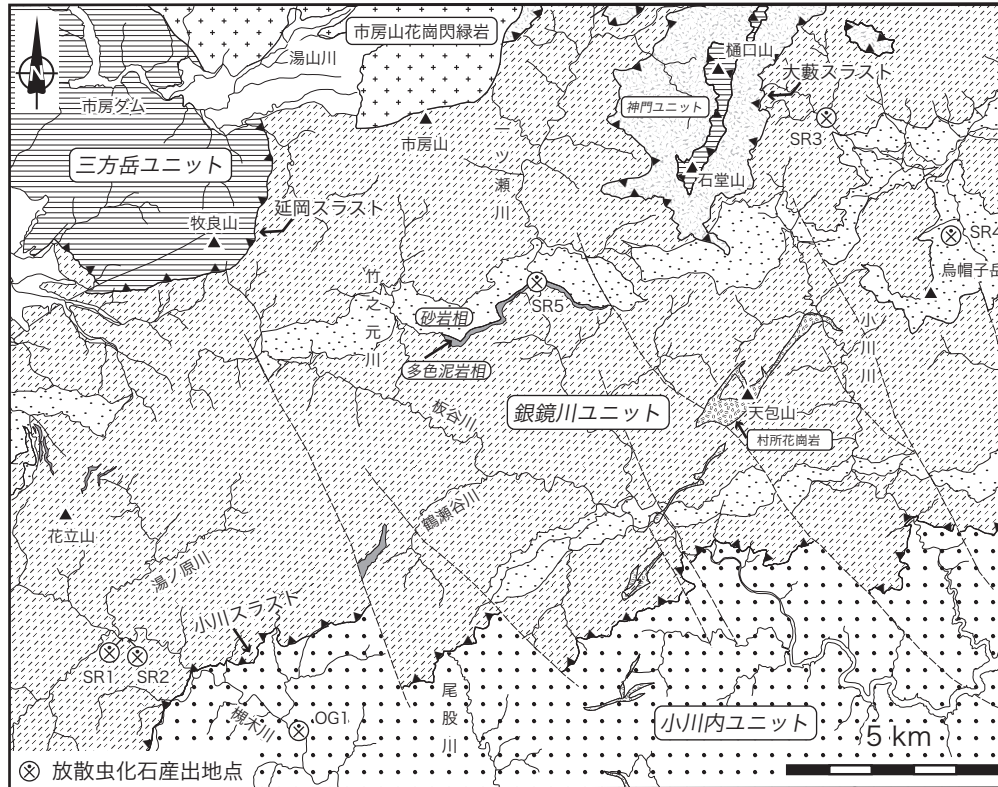
地質構造 一般走向は、東北東-西南西で、北に 30～60°傾斜する。各層相がスラストによって境される覆瓦

構造を特徴とする。本地域南東部の一ツ瀬ダムの西方では、砂岩泥岩互層相と葉理シルト岩相の繰り返しが顕著である。また地質図規模での背斜・向斜が認められる。一方、南部の尾股川上流や槻木川では、砂岩泥岩互層相の分布幅は狭い。また北西-南東走向の高角な断層は、一ツ瀬ダム西方では層相の連続性が絶たれることで追跡することができる。その一方、尾股川上流や槻木川周辺では、葉理シルト岩相が卓越し分布するため、断層の存在について詳細は不明である。

対比 東隣の尾鈴山地域の南部コンプレックス (木村ほか, 1991) に対比される (第 4.1 表)。木村ほか (1991) では、妻及び高鍋地域 (遠藤・鈴木, 1986) の国見山層・上井野層に対比した。

地質時代 漸新世。

栗原・原 (2008) によって、槻木川河床に露出するシ



第 4.11 図 銀鏡川ユニット・小川内ユニットの放散虫化石産出地点
 SR1 と SR2 は Murata (1987) に, SR3-5 は木村ほか (1991) に, OG1 は栗原・原 (2008) による。

ルト岩より漸新世放散虫化石の報告がある。

4. 5 日向層群の産出化石

本地域では、日向層群銀鏡川ユニットと小川内ユニットから化石の産出報告がある。放散虫化石の産出地点を第 4.11 図に示す。

銀鏡川ユニット

放散虫化石 本地域から数地点 (第 4.11 図) において、放散虫化石の産出報告がある (Murata, 1987; 木村ほか, 1991)。産出リストを第 4.2 表に示す。第 4.11 図の地点 SR1 の泥岩から *Thyrsocyrtis triacantha* (Ehrenberg), *Lychnocanoma babylonis* (Clark and Campbell), *Theocampe cf. pirum* (Ehrenberg) が、地点 SR2 の泥岩から *Podocyrtis chalara* Riedel and Sanfilippo, *Theocampe mongolfieri* (Ehrenberg) が産出する (Murata, 1987)。これらの化石は中期-後期始新世を示す (Sanfilippo *et al.*, 1985; Nigrini *et al.*, 2005)。地点 R3 ~ R5 は、木村ほか (1991) によって報告された地点である。地点 SR3 (GSJ F13241) では暗灰色泥岩から *Dictyoprora mongolfieri* (Ehrenberg) を産出し、中期-後期始新世を示す (Nigrini *et al.*, 2005)。地点 SR4 (GSJ F13242) の凝灰質泥岩は、*Theocyrtis cf. tuberosa*

Riedel, *Tristylospyris cf. tricerus* (Ehrenberg) を産出し、後期始新世後半-前期漸新世を示す (Sanfilippo *et al.*, 1985; Nigrini *et al.*, 2005)。地点 SR5 (GSJ F13249) では緑色泥岩から *Eusyringium cf. fistuligerum* (Ehrenberg) の産出により、中期-後期始新世を示す (Nigrini *et al.*, 2005)。以上から、本ユニットの地質年代は、中期始新世-前期漸新世を示す。なお本ユニットのシルト岩には、浮遊性有孔虫化石を認めることはできたが (第 4.7 図 c), その保存状態は悪く、種名の同定にはいたらなかった。

これらの年代は、坂井ほか (1984), Nishi (1988a, b, 1992) により九州東部で検討された浮遊性有孔虫化石・放散虫化石年代と調和する。また斎藤ほか (1996) は、北西隣の神門地域で後期始新世-前期漸新世初期の有孔虫化石を報告している。

更に砂岩相と多色泥岩相 (= 砂岩ユニット; 木村ほか, 1991) は、それぞれ前期漸新世と中期-後期始新世を示すことから、両相において地質年代が異なるとされた (木村ほか, 1991)。しかし Nigrini *et al.* (2005) などの最近の海洋域から得られたコアの成果に基づくと、木村ほか (1991) による砂岩相 (地点 SR4) から産出する放散虫化石のうち、*Cyclampterium pegetrum* Riedel and Sanfilippo = *Lophocyrtis (Cyclampterium) pegetrum* (Sanfilippo and Riedel) が前期漸新世-前期中新世を示し、

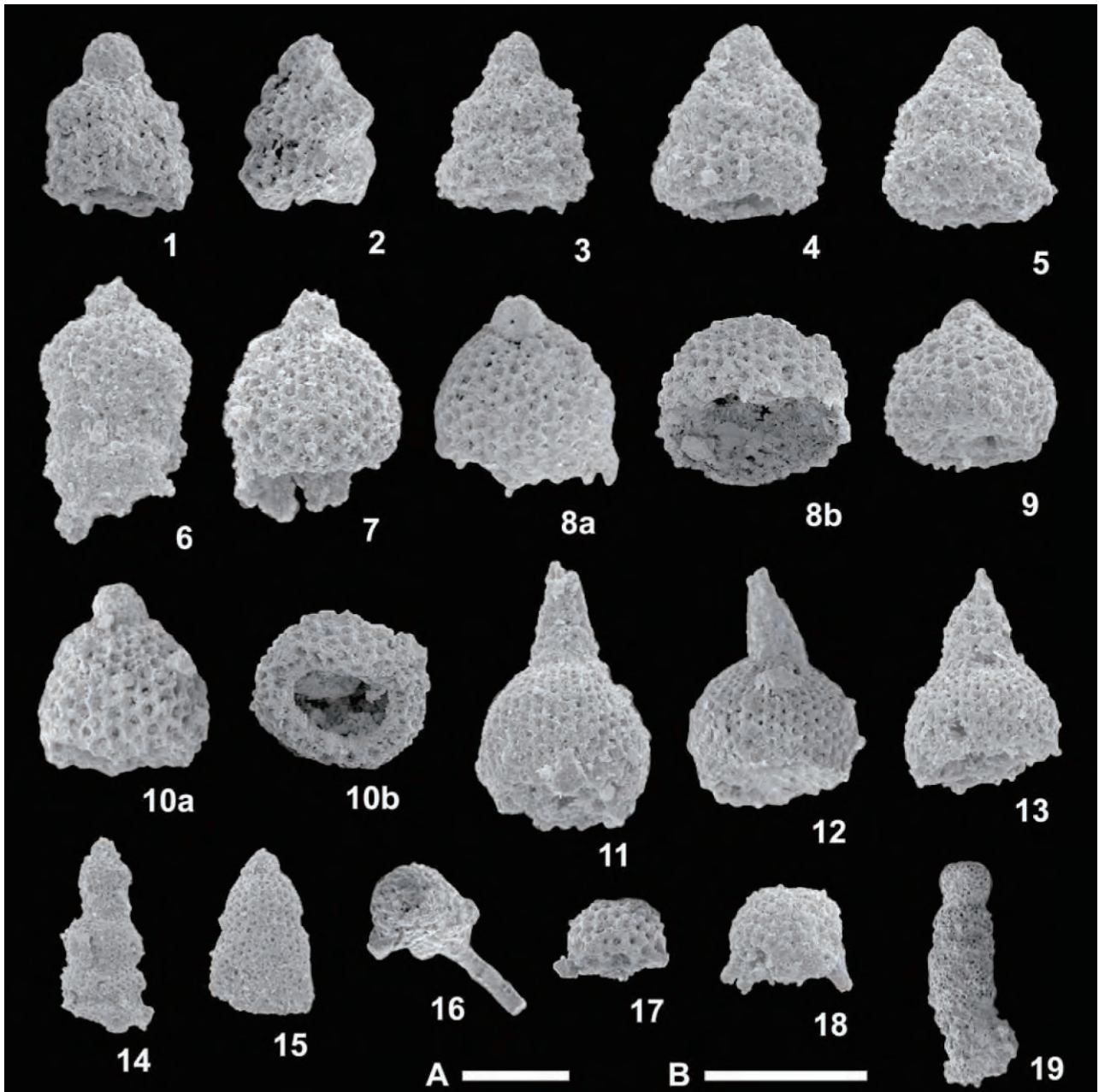
第 4.2 表 銀鏡川ユニットより産する放散虫化石

放散虫化石	地点				
	SR1	SR2	SR3	SR4	SR5
<i>Amphisphaera</i> cf. <i>minor</i> (Clark and Campbell)			○		
<i>Amphymenium</i> cf. <i>splendiarmatum</i> Clark and Campbell				○	
<i>Artophormis</i> cf. <i>gracilis</i> Riedel				○	
<i>Bathropyramis</i> sp.				○	
<i>Calocyclus</i> cf. <i>hispida</i> (Ehrenberg)			○		
<i>Calocyclus</i> (?) sp.					○
<i>Carpocanistrum</i> spp.				○	
<i>Cyclampterium</i> cf. <i>pegetrum</i> Riedel and Sanfilippo				○	
<i>Dictyocoryne</i> sp.				○	
<i>Dictyoprora mongolferi</i> (Ehrenberg)			○		
<i>Eucyrtidium</i> (?) spp.			○		○
<i>Eusyringium</i> cf. <i>fistuligerum</i> (Ehrenberg)					○
<i>Heliodiscus</i> (?) sp.				○	
<i>Lithelius</i> (?) sp.			○	○	
<i>Lithochytris</i> (?) sp.					○
<i>Lithomitra</i> cf. <i>elizabethae</i> Clark and Campbell				○	
<i>Lithomitra</i> (?) spp.					○
<i>Lychnocanoma babylonis</i> (Clark and Campbell)	○				
<i>Lychnocanoma</i> cf. <i>babylonis</i>				○	
<i>Lychnocanoma bellum</i> (Clark and Campbell)				○	
<i>Lychnocanoma</i> spp.			○		○
Nassellaria gen. et sp. indent.			○	○	○
<i>Podocyrtis chalara</i> Riedel and Sanfilippo		○			
<i>Spongurus</i> (?) sp.			○		
Spumellaria gen. et sp. indent.			○	○	○
<i>Stylodictya</i> (?) sp.				○	
<i>Theocampe mongolferi</i> (Ehrenberg)		○			
<i>Theocampe</i> cf. <i>pirum</i> (Ehrenberg)	○				
<i>Theocorys</i> sp.aff. <i>T. spongoconum</i>				○	
<i>Theocyrtis</i> cf. <i>tuberosa</i> Riedel				○	
<i>Theocyrtis</i> (?) sp.				○	
<i>Thyrsocyrtis triacantha</i> (Ehrenberg)	○				
<i>Tristylospyris</i> cf. <i>tricerus</i> (Ehrenberg)				○	

“S1・S2:Murata (1987), S3～S5: 木村ほか (1991)”

これに対して *Lychnocanoma babylonis* はほぼ始新世を示す。また木村ほか (1991) が図示した *Theocyrtis* cf. *tuberosa* も保存状態が悪く、本種を特徴づける殻表面構造も明瞭でない。そのため砂岩相の地質時代を、*T. bromia* 帯-*T. tuberosa* 帯 (Sanfilippo *et al.*, 1985) に限定することには検討の余地を残す。以上の、既存の化石資料からは年代に関しての厳密な議論は難しいと判断されるため、本報告では砂岩相を前期漸新世に限定しない。
二枚貝化石 西隣の人吉地域の岡本谷より、本ユニットの暗灰色-黒色泥岩から *Lucinoma* sp., *Yoldia* sp., *Euspira* (?) sp. の二枚貝化石が産出する (田村・原田, 1970)。田村・原田 (1970) は、*Lucinoma* sp. の出現が漸新世以降であること、また産出するこれらの二枚貝化石が芦屋動物群に含まれることから、化石年代を最後期

漸新世-前期中新世とした。この年代論を根拠に、Osozawa (1992) では、二枚貝化石を産する地質体が周辺の付加コンプレックスの地質年代より若いことを根拠に、付加コンプレックスの前弧海盆堆積物と解釈した。しかしながら、産出する二枚貝化石は、雌型であり変形も激しく、種名の同定までいたっていない。そのため年代に関しての厳密な議論は難しい。更に現在では、芦屋動物群を産する芦屋層群の下限の年代は、浮遊性有孔虫化石・石灰質ナノプランクトン化石の検討 (斎藤・岡田, 1984; Tsuchi *et al.*, 1987; Okada, 1992), 更に凝灰岩中のジルコンのフィッシュン・トラック年代 (村上ほか, 1989; 尾崎・濱崎, 1991) から、前期漸新世後半に対比されると見直されている。また東隣の尾鈴山地域において、銀鏡川ユニットに相当する含礫シルト岩から貝化石



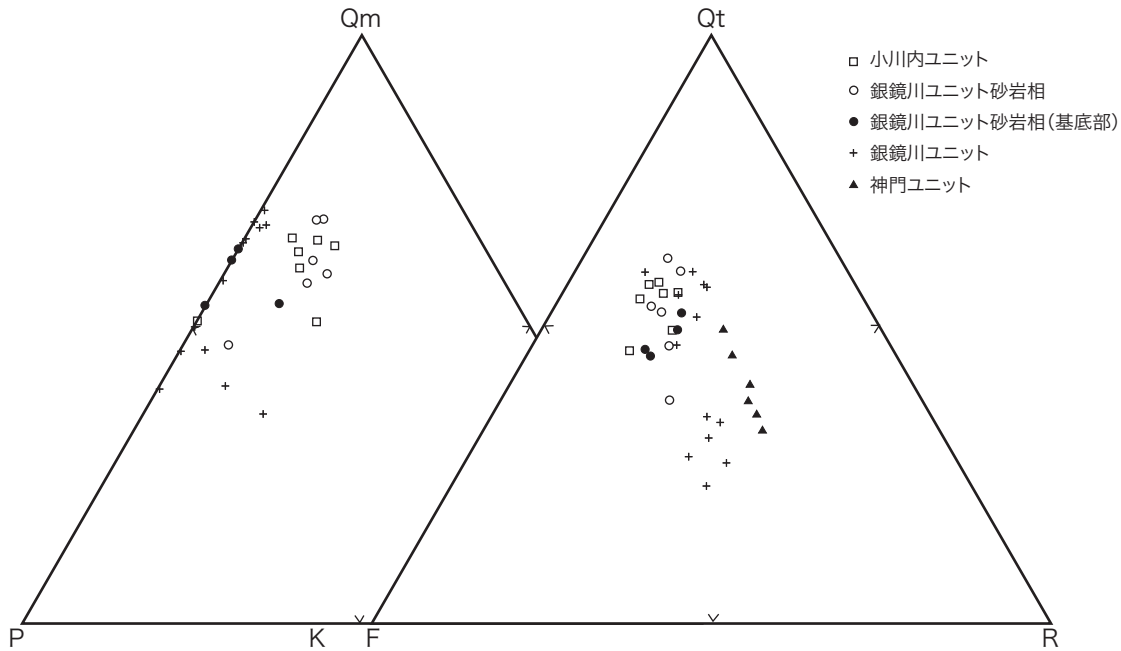
第4.12図 小川内ユニットから産出した漸新世放散虫化石

栗原・原 (2008) の第4図を転載した。第4.11図のOG1から産出。スケールバーは、14-19がAに、1-13がBに該当し、長さはAとBともに100 μ mを示す。1-5: *Artophormis gracilis* Riedel. 6,7: *Lophocyrtis (Apoplanius) aspera* (Ehrenberg) group. 8: *Lophocyrtis* sp. 9,10: *Lophocyrtis (?) cavifundus* Sugiyama and Saito. 11,12: *Theocyrtis* sp. aff. *T. setanios* Nigrini and Sanfilippo. 13: *Theocyrtis* sp. 14: *Theocorys bianulus* O'Connor. 15: *Calocyclus* sp. 16-18: Acanthdesmiidae gen. et sp. indet. 19: *Ommatogramma* sp.

5種とフジツボの破片の報告があり、これらの貝化石も芦屋動物群に対比され、前期漸新世後半の年代を示すとされている(木村ほか,1991)。以上のことから、本ユニットから産する二枚貝化石年代は、本ユニットの地質年代である中期始新世-前期漸新世の範囲にある。

小川内ユニット

地点OG1(第4.11図)より、栗原・原(2008)によって、*Artophormis gracilis* Riedel, *Lophocyrtis (Apoplanius) aspera* (Ehrenberg) group, *Lophocyrtis* sp., *Lophocyrtis (?) cavifundus* Sugiyama and Saito, *Theocyrtis* sp. aff. *T. setanios* Nigrini and Sanfilippo,



第 4.13 図 日向層群の砂岩組成

Qt-F-R: 全石英 (単結晶石英 + 多結晶石英) - 長石 - 岩片. Qm-P-K: 単結晶石英 - 斜長石 - カリ長石. 神門ユニットについては Qt-F-R 図のみを示す. 銀鏡川ユニットと小川内ユニットは尾鈴山図幅 (木村ほか, 1991) の第 28 図を, 神門ユニットは諸塚山図幅 (今井ほか, 1982) の第 26 図を用いて作成した.

Theocyrtis sp., *Theocorys bianulus* O'Connor, *Calocyclus* sp., *Acanthdesmiidae* gen. et sp. indet. 及び *Ommatogramma* sp. の放散虫化石産出報告がある (第 4.12 図). これら識別された放散虫化石は中期あるいは後期始新世から漸新世にかけて生存期間をもつ種が多い. しかし漸新世になってから多産する種 (*A. gracilis*) が群集中で卓越することや, 漸新世の堆積物から報告が多い種 (*T. bianulus*) が含まれること, 更に始新世の示準種が含まれないことから, 始新世ではなく漸新世のある時期の群集であるとされた (栗原・原, 2008).

4. 6 日向層群の砂岩組成

四万十帯付加コンプレックスの砂岩組成は, 構造層序区分において, 重要な指標になることが指摘されている (寺岡ほか, 1979; 寺岡ほか, 1990 など). 四万十帯白亜系付加コンプレックスでは, 佐伯亜層群は長石質砂岩からなり, 蒲江亜層群 (本地域の三方岳ユニット) は石質砂岩を特徴とする (寺岡ほか, 1990 など). 四万十帯古第三系付加コンプレックスの日向層群では, 東隣の尾鈴山地域において, 本地域を含んで砂岩組成の検討がな

された (木村ほか, 1991). またその後背地として, あまり開析の進んでいない火山弧が推定された (木村, 1992). 第 4.13 図に, 本地域周辺の砂岩組成の特徴を示すため, 全石英 (単結晶石英 + 多結晶石英) - 長石 - 岩片と単結晶石英 - 斜長石 - カリ長石のダイアグラムを示す (今井ほか, 1982; 木村ほか, 1991). 今井ほか (1982) などによれば, 石英 - 長石 - 岩片比とカリ長石 - 長石比が, 構造層序区分の重要な指標となっている.

神門ユニットの砂岩組成は, 岩片に富む石質ワッケで, カリ長石を欠く. 銀鏡川ユニットは, 細粒から中粒砂岩で基質の多い長石質もしくは石質ワッケの砂岩組成を示し, カリ長石はほとんど含まない. 銀鏡川ユニットのうち, 砂岩相については細粒 - 中粒で粗粒の雲母を含む石英・長石質砂岩を特徴とする. ただし砂岩相の基底部から得た砂岩は, カリ長石に乏しい. 小川内ユニットの砂岩は, 石英・長石質砂岩で, 雲母やカリ長石を含むことで特徴づけられる. 日向層群の砂岩に含まれる岩片として, 珪長質な凝灰岩を主とする火山岩が卓越し, 深成岩, 玄武岩類やチャート, 堆積岩, わずかに変成岩が含まれる. その他, 白雲母, 黒雲母, ジルコン, 不透明鉱物がわずかに認められる.

第5章 四万十帯付加コンプレックスの地質構造

(原 英俊・木村克己)

5.1 覆瓦構造を形成するスラスト

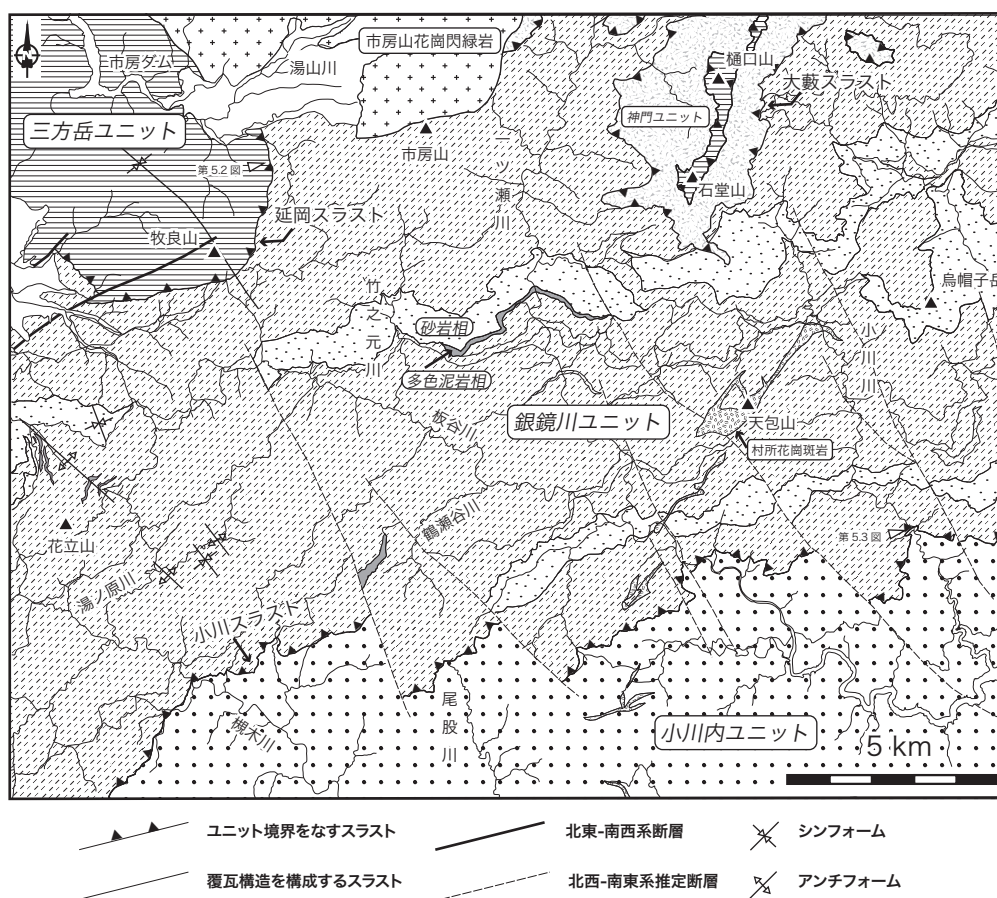
付加コンプレックスを構成する各ユニットの内部構造として、南方へ衝上する多数のスラストによって地層の繰り返しが発生し、様々なスケールの構造ユニット(スライス)を作り出す。本報告では木村ほか(1991)にしたがい、層相区分された地質体に対し、層相とその組み合わせから構造ユニットを認定した。そして各構造ユニットはスラストによって境され、これらが覆瓦構造を形成する(第5.1図)。覆瓦構造を形成する主要なスラストは、東隣の尾鈴山地域や北隣の椎葉村地域で報告されている(木村ほか, 1991; 斎藤ほか, 1996)。

東隣の尾鈴山地域では、銀鏡川ユニットの砂岩相は多色泥岩相を密接に伴って、八峡スラストと中之又スラストに挟まれて分布する(木村ほか, 1991)。尾鈴山地域及び神門地域では、砂岩相が厚く分布することから、ス

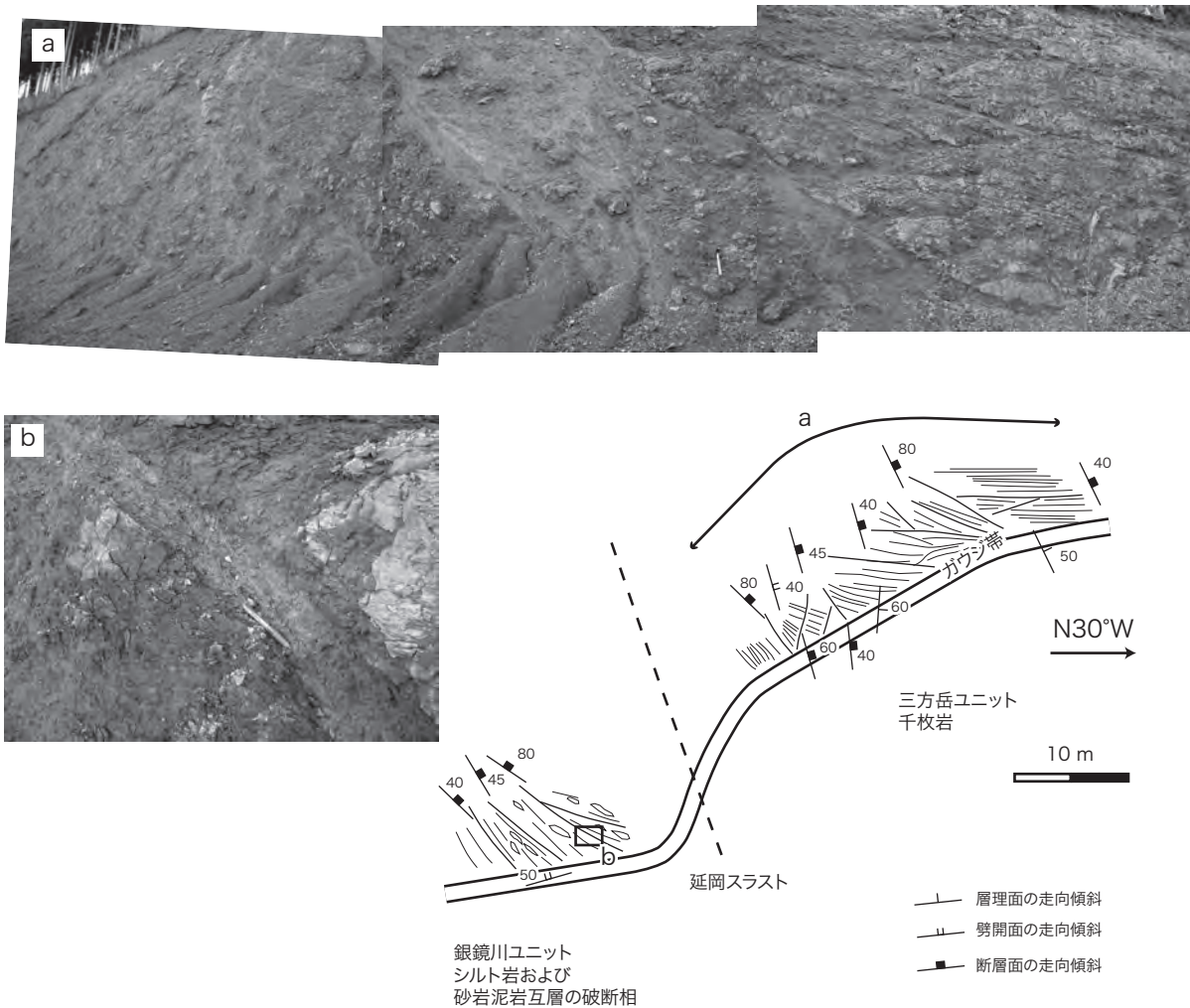
ラストの位置が明確である。しかし本地域では、砂岩相と多色泥岩相とが接して分布する関係が薄れること、砂岩相の厚さが薄くなること、覆瓦構造を構成するスラストが密に発達すること、砂岩相はスライス化の進行によって複数列認められることなど、八峡スラストと中之又スラストの位置は不確定な要素が多い。そのため本報告では、八峡スラストと中之又スラストは、ユニット境界をなすスラストとは区別し、覆瓦構造を構成するスラストに一括して扱った。また本報告において、北隣の椎葉村地域で新称された丸野スラスト(斎藤ほか, 1996)は、銀鏡川最上流域や一ツ瀬川上流における銀鏡川ユニットの砂岩泥岩破断相と泥岩相の境界断層である。

5.2 ユニット境界をなすスラスト

付加コンプレックスを構成する各ユニットの境界とし



第5.1図 四万十帯付加コンプレックスの地質構造



第5.2図 延岡スラスト周辺のルートマップ

大平川西方の林道。延岡スラストは直接観察できない。

- a : 上盤の三方岳ユニットの千枚岩。断層が多く発達する。断層の走向傾斜 (N40 ~ 60°E, 40 ~ 50°W) は、図学から求められる延岡スラストの走向傾斜 (N10 ~ 20°E, 40 ~ 50°W) に対しやや東へ振れる。また幅約 8 m のガウジ帯が認められる。
- b : 下盤の銀鏡川ユニットのシルト岩。下盤にもガウジを伴う断層が発達する。

て明瞭なスラストが存在する。スラストで挟まれた各ユニットは、岩相の相違が顕著であるとともに、地質時代の違いも認められる。本地域ではユニット境界スラストとして、延岡スラスト、大藪スラスト、小川スラストが認められる (第5.1図)。

延岡スラスト

延岡スラストは、九州の四万十帯付加コンプレックスにおいて、白亜系と古第三系を境する構造的に重要かつ、低角な衝上断層として認められた (今井ほか, 1971)。延岡スラストを介して、上盤の白亜系諸塚層群はぶどう石・アクチノ閃石亜相-緑色片岩相の変成作用を、下盤の古第三系日向層群は準緑色片岩相の変成作用を受けているとされ、その変成度の違いも大きい (Toriumi and Teruya, 1988 ; Miyazaki and Okumura, 2002)。なお九

州東部の海岸線では、延岡スラストは古第三系の中を通り、上盤は北川層群、下盤は日向層群からなる。また延岡スラストが過去の地震性 out-of-sequence thrust として識別され、その活動領域は 300°C 以下で、8.6 ~ 14.4 km の変位量を持つとされた (Kondo *et al.*, 2005)。また高速剪断の証拠であるシュードタキライトも発見され (Okamoto *et al.*, 2006)、スラストに対して上盤・下盤での物性変化 (Tsuji *et al.*, 2006) も求められている。そして延岡スラストは、50Ma 頃に活動を開始し、少なくとも 40Ma まで活動が続いたとされる (Hara and Kimura, 2008)。

本地域の延岡スラストは、諸塚層群の蒲江亜層群三方岳ユニットを、古第三系日向層群に衝上させている。断層露頭は確認できなかったが、三方岳ユニットが変成を受けていること、及び岩相の相違からその位置は推察で

きる。石堂山-樋口山周辺では、延岡スラストは、標高 1,300 ~ 1,350 m 付近を通り、走向はほぼ東西、北へ非常に緩く 5° 程度傾斜している。また牧良山周辺では、後述する人吉屈曲に伴うアンチフォームに参加しており、約 40° で北東翼は西へ、南西翼は北西へ傾斜している。シンフォームの北東翼では、概ね N10 ~ 20° E の走向で、40 ~ 50° の西傾斜を示す。南西翼では、N60° E ~ 40° W の走向で、20 ~ 40° の北傾斜で北東翼よりやや緩い傾斜を持つ。北隣の椎葉村地域では、断層露頭が 2 箇所確認及び記載され、上盤が南東方向へ移動したことが示されている。(斎藤ほか, 1996; 田中・岩松, 1993)。なお牧良山北方で、延岡スラストとほぼ同様の走向傾斜を持つ断層が、三方岳ユニット基底部に発達する(第 5.2 図)。

大藪スラスト

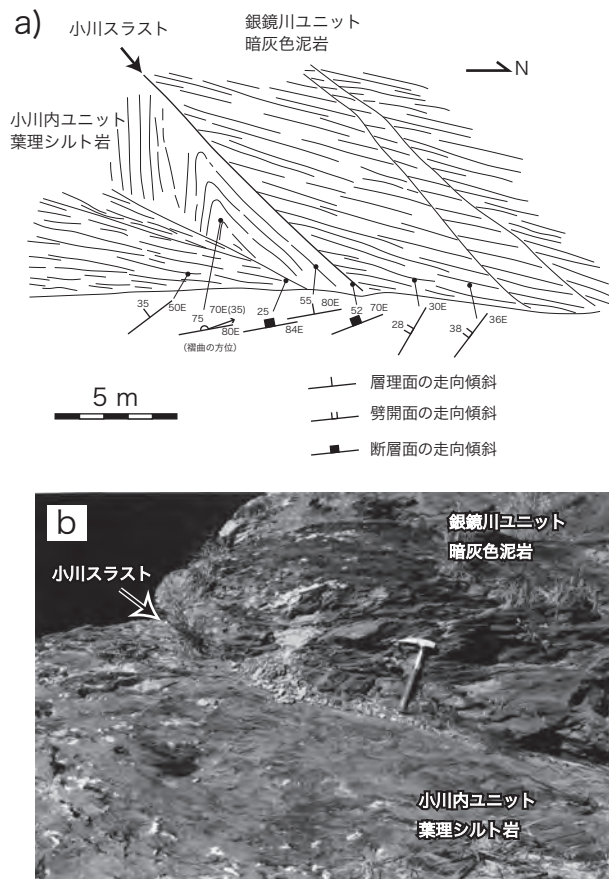
大藪スラスト(橋本, 1957)は、本地域では日向層群の中部中新統神門ユニットと中部中新統-下部漸新統銀鏡川ユニットの境界をなす衝上断層であるが、露頭を確認することは出来なかった。しかし神門ユニットの混在岩相及び玄武岩相と、銀鏡川ユニットの砂岩泥岩破断相は岩相の相違が明瞭なため、そのスラストの位置は容易に推定できる。石堂山-樋口山周辺にて、標高 700 ~ 1,000 m 付近を通り、走向はほぼ東西、北へ約 10° 傾斜している。なお牧良山周辺では、神門ユニットの分布が認められず、大藪スラストを確認することはできない。北隣の椎葉村地域では、断層露頭が 1 箇所確認及び記載され、上盤が南東方向へ移動したことが示されている(斎藤ほか, 1996)。

小川スラスト

小川スラスト(木村ほか, 1991)は、本地域では日向層群の中部中新統-下部漸新統銀鏡川ユニットと漸新統小川内ユニットの境界をなす衝上断層である。銀鏡川ユニットの泥岩相及び砂岩泥岩破断相と、小川内ユニットの葉理シルト岩及び砂岩相の間に、おおよそ走向 N80° E、傾斜 30° N でスラストが追跡できる。本地域の小川川沿い(第 5.3 図)と尾鈴山地域の尾八重川沿いで断層露頭が確認及び記載され、上盤が南方向へ移動したことが示されている(木村ほか, 1991)。

5. 3 北西-南東系断層

本地域の日向層群の銀鏡川ユニットと小川内ユニットには、高角な北西-南東系の胴切り断層が 5 ~ 15 km の長さにわたって、2 ~ 5 km 間隔で推定される(第 5.1 図)。しかし露頭は確認できず、その変位量等は不明である。なお同様の断層は、東隣の尾鈴山地域の西方でも認められる(木村ほか, 1991)。銀鏡川ユニットにおける各層



第 5.3 図 小川スラストの露頭写真
尾鈴山図幅(木村ほか, 1991)の第 33 図に加筆した小川川沿い。
a: 林道沿いの断層露頭。小川スラストの断層面の走向傾斜は N70° E, 52° N である。下盤の葉理シルト岩には、断層による南フェルゲンツの引きずり褶曲が認められる。
b: 小川川河床の断層露頭。断層の走向傾斜は、N80° W, 32° N である。北に向かって撮影。

相のずれから判断すると、断層は見かけ上で右ずれ成分を伴う。なお断層の北西部延長に関しては、銀鏡川ユニットの泥岩相及び砂岩泥岩破断相で、南東部延長に関しては小川内ユニットの葉理シルト岩相で、岩相の変化が乏しいため、それらの詳細は不明な点が多い。小川スラストもまた北西-南東系断層により、その連続性は絶たれている。一方、西米良村村所や天包山南西麓付近にて、村所花崗岩は、これらの断層の変位を受けていない。そのためこれらの断層は、村所花崗岩が貫入する中期中新世以前に形成されたと考えられる。

5. 4 屈曲構造

九州の四万十帯付加コンプレックスには、いくつかの屈曲構造が知られている(北薩屈曲・人吉屈曲・野尻屈曲, 寺岡ほか, 1981b)。本地域西部は、人吉屈曲の発

達する地域であり (Murata, 1987 ; Kano *et al.*, 1990), 諸塚層群三方岳ユニット及び日向層群銀鏡川ユニットに発達するアンチフォーム・シンフォーム (第 5.1 図) は, 人吉屈曲の一部をなすものであると考えられる.

Murata (1987) 及び Kano *et al.* (1990) は, 人吉屈曲が, 鉛直な軸を持つ円錐状褶曲であるとし, これらの屈曲は中新世における日本海拡大により西南日本の時計回り回転によって形成されたとした.

第6章 新第三紀花崗岩類

(内藤一樹)

6.1 研究史及び概要

本地域には、新第三紀に形成された市房山花崗閃緑岩と村所花崗岩が分布する。

市房山花崗閃緑岩は、西南日本外帯の中新世花崗岩類に属する岩体で、北隣の椎葉村地域南西部の江代山周辺から本地域内の市房山山頂北方にかけて分布する。本岩体は北西-南東方向にやや伸長し、長径約 10 km、短径約 7 km の岩株状岩体をなす。白亜紀-古第三紀の四万十帯付加コンプレックス中に貫入し、これに堇青石ホルンフェルスに至る接触変成作用を及ぼしている。本岩体は大庭 (1961) により市房山花崗岩と命名されたが、中田・平原 (1984) では市房山花崗閃緑岩と呼ばれた。なお椎葉村図幅 (斎藤ほか, 1996) において、モード組成が花崗閃緑岩になることから、市房山花崗閃緑岩と改めて定義された。本報告でも市房山花崗閃緑岩を用いる。

大庭 (1961, 1962) は、本岩体に関する岩相区分と化学組成の検討を行い、塩基性捕獲岩を同化・混成することにより組成変化を生じ、混成の程度によって岩体の岩相変化が生じたと解釈した。本岩体の岩相分布については、大庭 (1961, 1962) と清崎ほか (1984) が北西側と南東側に 2 分したのに対し、平原 (1983)、中田・平原 (1984) 及び Nozawa and Tainosho (1990) は岩体の周縁部から中心部に向かって累帯構造を持つと述べた。佐藤 (1988) は本岩体の岩相変化が乏しいことを指摘して岩相を区分せず、岩石組織の特徴から、同化することができなかった捕獲岩を大量に含んだ浅所貫入型の岩体であると考えた。椎葉村図幅 (斎藤ほか, 1996) では、本岩体の構成鉱物の粒度や岩石の組織をもとに、粗粒黒雲母花崗閃緑岩、中-粗粒黒雲母花崗閃緑岩、中粒黒雲母花崗閃緑岩、中-細粒黒雲母花崗閃緑岩、細粒斑状黒雲母花崗閃緑岩の 5 つの岩相に区分した。本報告では、本地域に分布する市房山花崗閃緑岩の岩相区分について椎葉村図幅 (斎藤ほか, 1996) の区分が妥当と考え、それに従った。

本岩体の放射年代値は、黒雲母の K—Ar 年代として 14 ± 1 Ma (Miller *et al.*, 1962) が、ジルコンのフィッシュン・トラック年代として 12.0 ± 0.9 Ma (Miyachi, 1985) が報告されている。近年、Oikawa *et al.* (2006) は、黒雲母の K—Ar 年代、ジルコンとアパタイトのフィッシュン・トラック年代を求め、中期中新世における $300^\circ\text{C} \sim 100^\circ\text{C}$ にいたる花崗閃緑岩体の冷却過程を解析

した。そして花崗閃緑岩体の中心部は 13Ma 頃に急冷したのに対し、縁辺部は 13 ~ 10Ma 頃に $\sim 100^\circ\text{C} / \text{myr}$ の割合で冷却したことを示した。

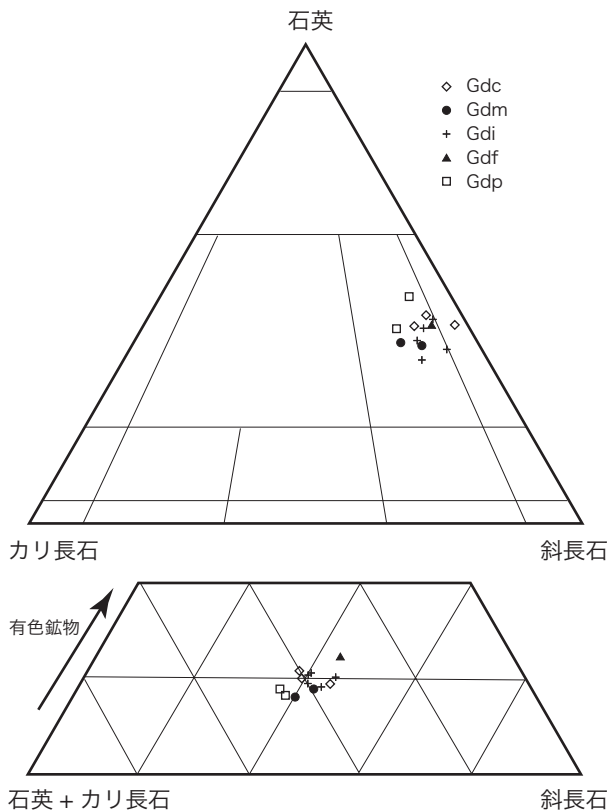
また、西米良村村所東方付近に分布する村所花崗岩は、宮崎県 (1981) で連続した花崗斑岩岩脈として記載されたが、宮崎県 (1989) ではこれを短い岩脈の集合体であることを明らかにし村所花崗斑岩と呼んだ。村田 (1998a) は、村所花崗斑岩を尾鈴山火山-深成複合岩体のメンバーに位置づけている。巖谷・内藤 (2008) は、本岩体のジルコンのフィッシュン・トラック年代として 14.3 ± 0.5 Ma を報告し、本岩の活動時期が尾鈴山火山-深成複合岩体とほぼ同時であることを示した。本報告では、JIS A 0204 : 2008 「地質図—記号、色、模様、用語及び凡例表示」に従い、「斑岩」の名称を用いず本岩を村所花崗岩と表記した。

6.2 市房山花崗閃緑岩 (Gdc, Gdi)

本岩体は主として中粒及び粗粒の黒雲母花崗閃緑岩から構成される (第 6.1 図, 第 6.1 表)。一般に弱斑状の組織を示すが、北隣の椎葉村地域の水上村朴の木原周辺では等粒状となり、岩体の周縁部から中央部へ向かって、やや黒雲母が減少し粒度が粗くなる弱い累帯構造を示す。本岩体には片状構造や流理構造は見られず、塊状である。黒雲母は自形性が強く、径 $0.1 \sim 2$ mm の六角板状結晶である。

一般に大量の暗色包有物、堆積岩源捕獲岩、捕獲結晶を含んで不均質な様相を示す。捕獲岩は、主として泥質岩・砂質岩起源のもので、長径数 cm ~ 数 10 cm のレンズ状であることが多い。暗色包有物は細粒閃緑岩質で長径数 10 cm のものが多いが、まれに長径 1 m 前後のものが見られる。堆積岩源捕獲岩片は数 mm から数 cm のものが多い。これら捕獲岩片は通常、花崗岩との反応縁を形成し細かな黒雲母の縁を持つものや、細粒の斜長石・雲母・不透明鉱物などの集合体となっている。それらの中には、しばしばザクロ石や輝石がレリック状に存在する。

本岩体と周囲の四万十帯付加コンプレックスとの関係としては、市房神社南方約 600 m の沢において諸塚層群三方岳ユニットの砂岩に不調和に貫入しているのが観察される。また本岩体は岩相変化に乏しく、捕獲岩片及び捕獲結晶の混入により不均質な様相を示すが、本質的には黒雲母花崗閃緑岩である。本地域には、北隣の椎葉



第 6.1 図 市房山花崗閃緑岩のモード組成

Gdc: 粗粒黒雲母花崗閃緑岩, Gdm: 中-粗粒黒雲母花崗閃緑岩, Gdi: 中粒黒雲母花崗閃緑岩, Gdf: 中-細粒黒雲母花崗閃緑岩, Gdp: 細粒斑状黒雲母花崗閃緑岩. 本地域には Gdc と Gdi が分布する. 椎葉村図幅(斎藤ほか, 1996) の第 48 図を引用した. 第 48 図には本地域の 2 地点を含む.

村地域で示されたの 5 つの岩相のうち, 粗粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdc), 中粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdi) の 2 岩相が分布する. 両者は市房山花崗閃緑岩体を北東-南西方向に切る断層 (第 2.3 図) によって切られる. なお同断層は, 北隣の椎葉村地域 (斎藤ほか, 1996) で示されたが, 本地域では第四系に覆われその詳細は不明である. 断層の南東側には粗粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdc), 北西側には中粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdi) が分布する.

6. 2. 1 粗粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdc)

本岩相は長石・石英の粒径 1~3 mm とやや粗粒の等粒状の組織を示す. 黒雲母は自形の粒径 1~3 mm の結晶である. 堆積岩源捕獲岩片は他の岩相に比べてやや少なく, 平均して 15 cm × 15 cm の範囲に数 cm 大のものが 1 つ程度含まれる.

岩石記載 (GSJ R87311)

粗粒黒雲母花崗閃緑岩 (第 6.2 図 a, 市房神社南南東約

400 m)

斜長石・石英・カリ長石・黒雲母を主成分鉱物とし, 副成分鉱物に不透明鉱物・アパタイト・ジルコン・スフェン・緑泥石・白雲母を含む. 斜長石は自形-半自形, 長径 1~3 mm で累帯構造が認められる. 石英は粒径 1~3 mm の粒状で, 弱い波動消光を示す. カリ長石は他形で斜長石と石英の粒間を充填する. 極細かいパーサイト組織を有し, 斜長石との境界部にミルメカイトが生じている. 黒雲母は自形, 径 1~3 mm (2 mm 程度のものが多い) で Y=Z 軸色は褐色である. 黒雲母はしばしば緑泥石に交代されている.

6. 2. 2 中粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdi)

本岩相は, 中粒で弱斑状を呈する. 黒雲母は直径 1mm 前後のやや粗粒な結晶と直径 0.1~0.3 mm の細粒な結晶が混在し, 細粒なものが多い. 黒雲母はしばしば小さなクロットを形成する.

岩石記載 (GSJ R87312)

中粒黒雲母花崗閃緑岩 (第 6.2 図 b, 水上村北目)

斜長石・石英・カリ長石・黒雲母を主成分鉱物とし, 副成分鉱物に不透明鉱物・アパタイト・ジルコン・スフェン・緑泥石・白雲母を含む. 斜長石は自形-半自形, 長径 0.5~1.5 mm で累帯構造が認められる. 石英は粒径 0.5~1.5 mm の粒状で, 弱い波動消光を示す. しばしば長径 2 mm 程度の斜長石・石英が見られ, 弱斑状組織を示す. カリ長石は他形で斜長石と石英の粒間を充填する. 極細かいパーサイト組織を有し, 斜長石との境界部にミルメカイトが生じている. 黒雲母は粒径 0.2~1 mm の自形結晶であり, そのうち径 0.2~0.5 mm の細粒なものが大部分を占める. Y=Z 軸色は赤褐色~淡褐色を示す. しばしば緑泥石に交代されている.

6. 3 村所花崗岩 (Grp)

西米良村の^{きゅうら}木浦南部から, 天包山, 村所を通り本地域南端まで, 北北東から南に伸びる小岩体として点在する.

本岩は大きな自形カリ長石斑晶が特徴的な斑状組織 (第 6.3 図 a, c) を示すが, 岩体の境界部付近や岩体の分布幅が狭い部分では斑状結晶を含まない又は少量の石英斑晶を含む細粒優白質のアプライトになる (第 6.3 図 b, d). なお地質図上では, アプライトは分布範囲が狭いため, 村所花崗岩に含めた. 岩体内及び周辺には石英脈がしばしば見られる. 本岩はアンチモン鉱床を胚胎し, かつての採掘跡が随所で見られる.

岩石記載 (GSJ R87313)

斑状黒雲母花崗岩 (第 6.3 図 c, 天包山山頂南西方約 900 m の林道沿い)

斑状のカリ長石, 斜長石, 石英, 黒雲母を含み, 細粒基質部を細粒の石英, カリ長石, 斜長石, 白雲母が埋める. 副成分鉱

第 6.1 表 市房山花崗閃緑岩の化学組成及びノルム組成

no.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
(wt%)													
SiO ₂	67.07	67.92	65.90	66.62	66.80	62.64	66.85	66.83	66.83	66.73	66.05	68.12	66.74
TiO ₂	0.75	0.72	0.76	0.78	0.74	0.84	0.76	0.75	0.74	0.74	0.73	0.70	0.77
Al ₂ O ₃	15.63	15.14	16.00	15.12	15.26	15.40	15.50	15.48	16.08	15.71	15.53	15.15	15.83
Fe ₂ O ₃ *	5.08	4.80	5.44	5.10	4.91	6.13	5.27	5.25	5.08	5.08	5.47	4.58	5.25
MnO	0.10	0.08	0.11	0.11	0.09	0.11	0.10	0.10	0.11	0.10	0.11	0.08	0.10
MgO	2.35	2.08	2.53	2.26	2.25	3.05	2.34	2.34	2.28	2.31	2.59	1.97	2.37
CaO	3.76	3.28	3.69	3.58	3.46	4.60	3.48	3.57	3.37	3.45	3.69	2.36	2.63
Na ₂ O	2.29	2.14	2.32	2.08	1.96	2.00	2.12	2.13	2.33	2.14	1.89	2.25	2.06
K ₂ O	2.89	3.20	2.77	3.05	3.31	2.76	3.12	3.11	2.66	2.94	3.10	3.48	2.90
P ₂ O ₅	0.17	0.16	0.16	0.18	0.17	0.16	0.17	0.16	0.17	0.16	0.15	0.15	0.15
Ig. loss	0.12	0.28	0.36	1.14	1.16	2.35	0.29	0.17	0.28	0.45	0.61	1.59	1.69
Total	100.21	99.80	100.04	100.02	100.10	100.04	100.00	99.89	99.93	99.81	99.91	100.43	100.49
(ppm)													
Rb	113	133	111	118	136	111	129	126	99	115	121	139	121
Sr	222	210	223	215	206	209	219	208	225	209	210	202	190
Zr	196	207	199	201	199	182	193	198	218	198	182	185	193
Y	26	27	25	25	28	25	23	27	28	30	27	22	29
Zn	65	54	77	74	63	70	66	80	68	74	83	63	78
Cu	29	37	29	20	32	35	32	32	31	37	39	29	26
Pb	16	16	13	23	13	21	14	17	16	18	16	15	17
Ba	548	599	520	574	646	510	592	571	485	556	587	588	495
CIPW norm													
Q	29.11	31.15	27.83	29.76	30.01	23.35	29.51	29.18	30.38	30.07	29.10	31.87	32.25
C	2.31	2.58	2.86	2.32	2.57	1.14	2.72	2.50	3.65	3.12	2.72	3.75	4.88
or	17.08	18.91	16.37	18.02	19.56	16.31	18.44	18.38	15.72	17.37	18.32	20.57	17.14
ab	19.38	18.11	19.63	17.60	16.59	16.92	17.94	18.02	19.72	18.11	15.99	19.04	17.43
an	17.54	15.23	17.26	16.58	16.05	21.78	16.15	16.67	15.61	16.07	17.33	10.73	12.07
hy } en	5.85	5.18	6.30	5.63	5.60	7.60	5.83	5.83	5.68	5.75	6.45	4.91	5.90
fs }	5.55	5.22	6.04	5.56	5.35	6.80	5.82	5.79	5.59	5.58	6.13	4.96	5.76
mt	1.48	1.39	1.58	1.48	1.42	1.78	1.52	1.52	1.48	1.48	1.58	1.33	1.52
il	1.42	1.37	1.44	1.48	1.41	1.60	1.44	1.42	1.41	1.41	1.39	1.33	1.46
ap	0.39	0.37	0.37	0.42	0.39	0.37	0.39	0.37	0.39	0.37	0.35	0.35	0.35
モード組成 (vol.%)													
石英	35.10	32.62	34.09	30.87	31.89	29.26	28.19	31.28	33.80	32.51	33.03	34.23	39.23
カリ長石	5.44	7.86	2.11	8.83	11.97	5.32	9.97	8.88	4.94	6.89	5.28	11.26	6.52
斜長石	39.76	38.09	45.01	42.67	40.19	45.76	44.79	41.12	44.12	39.88	40.49	40.16	36.61
黒雲母	19.03	20.85	17.48	15.68	15.41	17.64	16.94	18.18	16.40	17.03	19.89	13.71	16.41
不透明鉱物	0.29	0.34	0.15	0.19	0.29	0.15	0.05	0.27	0.70	0.39	0.56	0.39	0.80

*全 Fe₂O₃

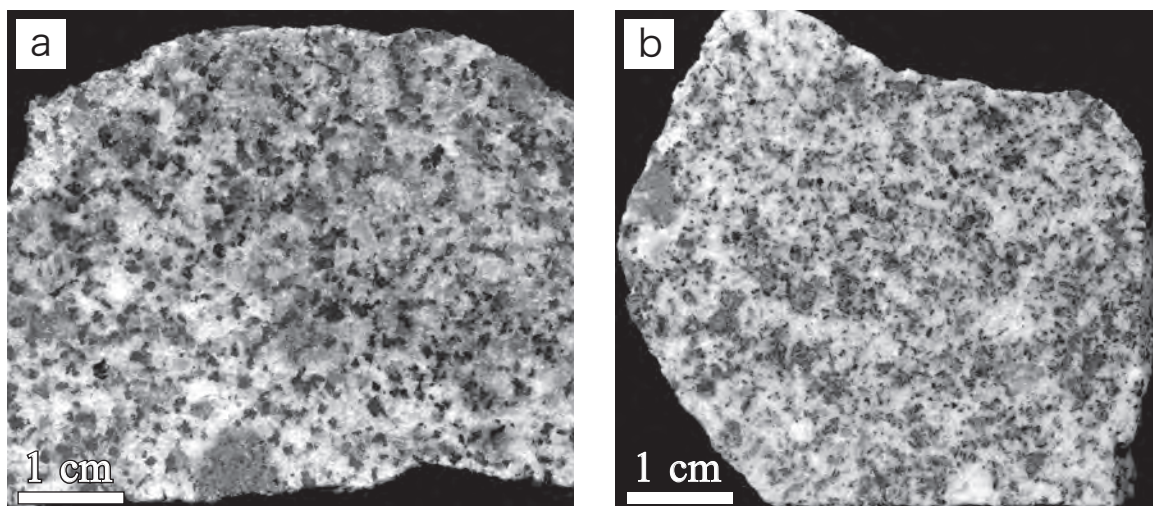
第 6.2 表 市房山花崗閃緑岩の化学組成及びノルム組成に用いた試料一覧

No.	試料登録番号	岩石名	産地	
			東経 131°	北緯 32°
1	GSJ R63393	粗粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdc)	7' 11"	20' 47"
2	GSJ R63394	粗粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdc)	6' 35"	20' 26"
3*	GSJ R87315	粗粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdc)	5' 17"	18' 59"
4	GSJ R63395	中 - 粗粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm)	2' 23"	21' 45"
5	GSJ R63396	中 - 粗粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm)	3' 22"	20' 28"
6	GSJ R63397	中粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdi)	1' 52"	20' 20"
7	GSJ R63398	中粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdi)	3' 56"	21' 6"
8	GSJ R63399	中粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdi)	4' 14"	20' 18"
9	GSJ R63400	中粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdi)	5' 19"	20' 39"
10*	GSJ R87316	中粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdi)	2' 49"	19' 39"
11	GSJ R63401	細 - 中粒黒雲母花崗閃緑岩 (Gdf)	2' 21"	22' 15"
12	GSJ R63402	細粒斑状黒雲母花崗閃緑岩 (Gdp)	4' 35"	22' 8"
13	GSJ R63403	細粒斑状黒雲母花崗閃緑岩 (Gdp)	3' 52"	22' 15"

分析者: 内藤一樹 (蛍光 X 線分析)

椎葉村図幅 (斎藤ほか, 1996) の第 6 表に加筆. 緯度経度は日本測地系による.

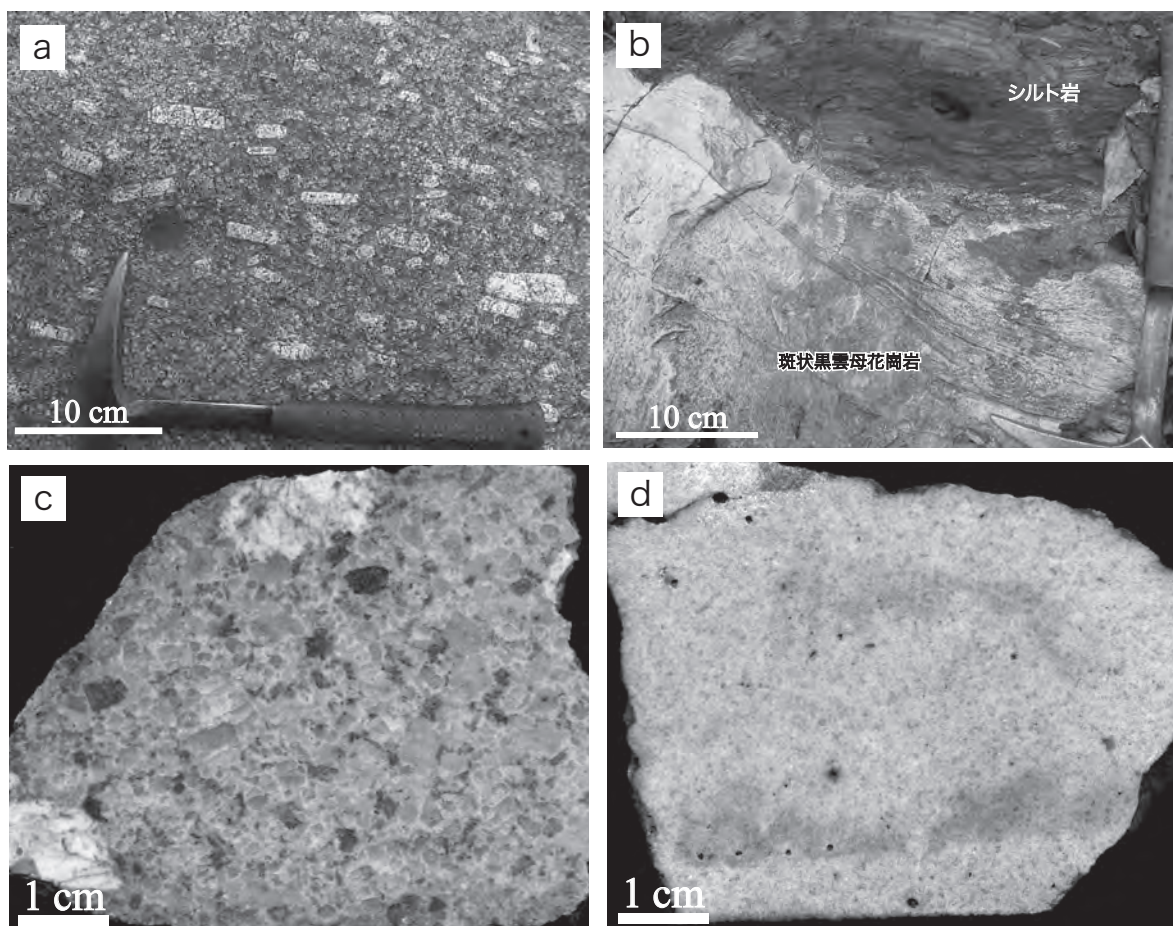
*本地域から採取した試料



第 6.2 図 市房山花崗閃緑岩のスラブ写真

a : 粗粒黒雲母花崗閃緑岩 (登録番号 GSJ R87311). 市房神社南南東約 400 m.

b : 中粒黒雲母花崗閃緑岩 (登録番号 GSJ R87312). 水上村北目北方約 500 m の林道沿い.



第 6.3 図 村所花崗岩の露頭写真とスラブ写真

a : カリ長石斑晶の定向配列が発達する斑状黒雲母花崗岩. 西米良村村所東約 500 m の一ツ瀬川沿い.

b : 日向層群に貫入する斑状黒雲母花崗岩. 狭上稲荷神社南方約 3.2 km の河口川上流の枝沢河床.

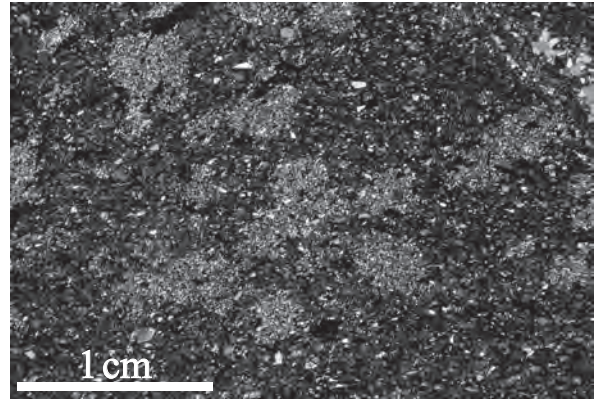
c : 粗粒部のスラブ写真 (登録番号 GSJ R87313). 天包山山頂南西約 900 m の林道沿い.

d : アプライト質部のスラブ写真 (登録番号 GSJ R87314). 天包山山頂南方約 2.1 km の林道沿い.

物として方解石，ジルコン，不透明鉱物を含む．斑状カリ長石は長径 5 mm ～ 2 cm の自形結晶でカールスバド双晶を呈し，斑状斜長石は 1 ～ 5 mm の自形-半自形結晶で正累帯構造を示す．斑状石英は 1 ～ 5 mm の粒状の半自形結晶である．基質部には微文象構造が発達する．長石は斑状のもの及び基質部のものともに変質が著しく，鱗片状の白雲母が多数生じている．

6. 4 接触変成作用

市房山花崗閃緑岩の貫入によって諸塚層群三方岳ユニット及び日向層群銀鏡川ユニットは，接触変成作用を受けている．接触変成帯の幅は，岩体南東部でやや広く北西部で狭くなる傾向がある．岩体に近接した場所では，ホルンフェルスの再結晶粒子は粒度が粗くなり，粒状・モザイク状の組織となっている．堇青石帯は岩体北西部で接触部から約 500 m，岩体南部で約 1 km の幅であり，しばしば堇青石が肉眼でも認められる．多くの場合，堇青石は交代作用を受けてピナイト化している(第 6.4 図)．黒雲母帯の幅は岩体北西部で接触部から約 500 m ～ 1.5



第 6.4 図 堇青石ホルンフェルスの顕微鏡写真
水上村本野南方約 1.8 km の大平川上流の林道沿い，オープンニコル．

km，南部で約 1 ～ 2.5 km の範囲であり，鏡下で黒雲母が認められる．黒雲母は岩体から遠くなるほど細粒になり目立たなくなる．なお村所花崗岩の貫入する四万十帯日向層群は，ほとんど接触変成作用は受けていない．

第7章 第四系

(木村克己・原 英俊)

7.1 研究史及び概要

本地域の第四系としては、山地を下刻して流れる河川沿いに、加久藤火砕流堆積物、阿蘇4火砕流堆積物、高位・中位・低位の各段丘堆積物及び扇状地堆積物、地すべり堆積物、沖積層が分布している。また山地の緩斜面や段丘堆積物、扇状地堆積物の平坦面を覆って、始良Tn火山灰や鬼界アカホヤ火山灰を含むローム層が分布している。第四系の層序について第7.1図にまとめる。

大規模な火砕流堆積物としては、まず中期更新世の33～34万年前に、加久藤カルデラから噴出した加久藤火砕流堆積物が、南から球磨川や一ツ瀬川に沿って本地域に到達した。加久藤カルデラは、本地域南西方30kmほどに位置する宮崎県加久藤盆地付近に存在したとされる(有田, 1957)。球磨川流域では、火砕流堆積物により河床部は厚く埋積され、下流部の人吉盆地では広く火砕流台地が形成され、その上流の支流にあたる湯山川の合流部は閉塞された。

出口が閉塞された湯山川の河床部は、砂礫や砂・シルトの河成堆積物により急速に埋積された。続いて、市房山西麓に端を発する扇状地堆積物が形成された。その後、

引き続き山地の隆起に伴い、扇状地は開析され、高位段丘面が形成された。一ツ瀬川や球磨川沿いにおいても、高位段丘面は形成されたと推定されるが、小さな平坦面をなす加久藤火砕流堆積物をわずかに残すだけで、その痕跡をとどめていない。

後期更新世には、阿蘇カルデラから噴出した大規模火砕流のうち、8.5～8.9万年前の阿蘇4火砕流堆積物(町田・新井, 2003)が、一ツ瀬川沿いと球磨川沿いに北方から到達し、河床の砂礫層やローム層の上に堆積した。その後、引き続き山地の隆起に伴い、河床を充填した阿蘇4火砕流堆積物は著しく開析され、河川沿いには部分的に中位段丘面と阿蘇4火砕流堆積物を含む中位段丘堆積物が残された。

後期更新世末最終氷期の3万年前頃に、鹿児島湾の始良カルデラでの大噴火活動の産物として、始良Tn火山灰が山地を広く被覆し(町田・新井, 2003)、その一部が山地緩斜面・扇状地・段丘面上のローム層中に残存している。一方では、引き続き山地の隆起により、河川沿いでは下方浸食が進み、低位段丘面地形と薄い段丘礫層が形成された。完新世になって、鹿児島湾南方に存在する鬼界カルデラでの大噴火活動で形成された鬼界アカホヤ火山灰が山地一円を被い、現在でも山地緩斜面や段丘面上に広く残存している。

完新世では河川には山地の浸食でもたらされた砂・礫が運びこまれて、河床堆積物として砂礫堆を形成する。また洪水時には砂礫は下流に運ばれ、常に河床の下方浸食が進んでいる。

7.2 火砕流堆積物

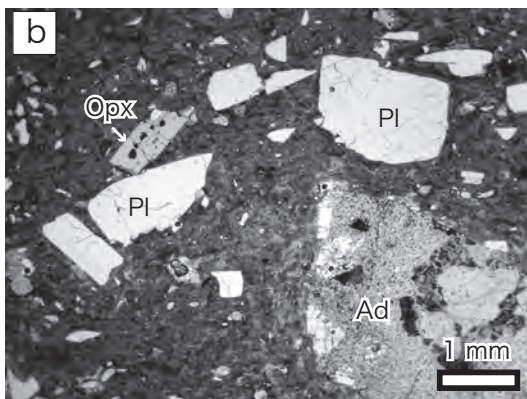
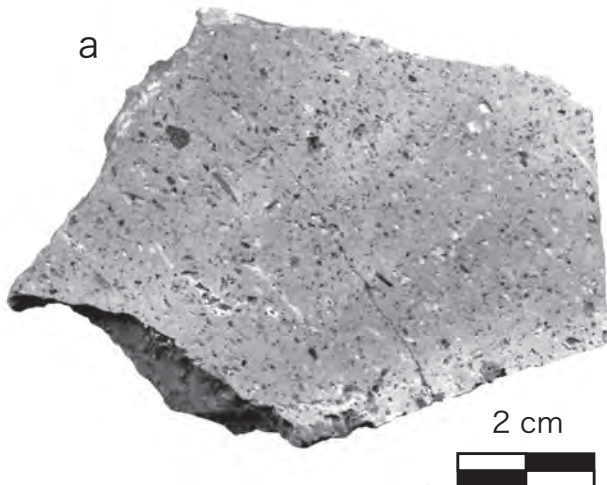
7.2.1 加久藤火砕流堆積物(Kw)

加久藤火砕流堆積物は、加久藤盆地に位置すると推定される加久藤カルデラ(有田, 1957)を形成した大規模な噴火活動に伴って、広範囲に広がった(荒牧, 1968)。鉱物組成は、石英と普通角閃石をほとんど含まないことを特徴とする。噴出年代については、宮地(1992)が火砕流堆積物のジルコンのフィッシュン・トラック年代として、0.26～0.28(±0.11～0.12)Maの値を報告している。町田・新井(2003)は、溶結部の全岩K-Ar年代測定、また火山灰の広域的層位関係をまとめ、噴出年代は0.33～0.34Maであると見積もった。

加久藤火砕流堆積物は、本地域西隣の人吉地域に位置する人吉盆地に火砕流台地をなして広く分布する(宮地,

地質時代・年代 Ma		降下火山灰と 火砕流堆積物	ローム層	段丘堆積物・ 扇状地堆積物
第四紀	完新世	鬼界アカホヤ 火山灰 7300年前	ローム層	沖積層
		始良Tn火山灰 2.6-2.9万年前		低位段丘・ 扇状地堆積物
	更新世	阿蘇4 火砕流堆積物 8.5-8.9万年前		中位段丘・ 扇状地堆積物
		加久藤 火砕流堆積物 33-34万年前		高位段丘・ 扇状地堆積物
		前期		

第7.1図 第四系の層序と地史



第7.2図 加久藤火砕流堆積物（溶結部）の研磨写真と顕微鏡写真（登録番号GSJ R87449）

- a : 研磨写真. 灰白色な本質レンズと黒色もしくは灰白色なガラス質な基質からなり、数 mm ~ 5 mm 程度の白色軽石や黒色及び暗灰色火山岩片を含む。湯前町古城の採石場。
- b : 顕微鏡写真. Pl: 斜長石. Opx: 斜方輝石. Ad: 安山岩片. オープンニコル。

1978). 人吉盆地の北東縁部の湯前町に分布する火砕流台地は、北東-南西方向に 4 km 長、幅 0.5 km の広がりを示す。その北東縁部は本地域内にかかる。台地中央部は標高 220 ~ 250 m の平坦面をなすが、その周囲は開析され、緩やかな谷と丘状の丘陵地形をなす。この丘陵地において、本火砕流堆積物の露頭が湯前町古城の 2 地点で認められた。また、本地域の球磨川上流の市房ダムの湖岸沿いでは、標高 280 m ほどの平坦面上に本火砕流堆積物の小岩体が数カ所に分布している。その他、槻木川沿いの多良木町下槻木、一ツ瀬川沿いの田無瀬の標高 290 m の尾根付近に小規模ながら平坦面を作り分布する。

加久藤火砕流堆積物は、溶結部と非溶結部からなる。溶結部は一般に、灰白色の基質と黒色もしくは灰白色の偏平化した本質レンズからなり、長径数 mm ~ 5 mm

程度の白色軽石や黒色-暗灰色火山岩片を含む（第7.2図 a）。鏡下では溶結したガラス片からなる石基と斑晶鉱物からなる（第7.2図 b）。斑晶鉱物として、斜長石、紫蘇輝石、斜方輝石、不透明鉱物が認められ、わずかに石英も伴う。また異質岩片として安山岩片を多量に含む。非溶結部は灰白色の火山灰基質中に径 5 cm 以下の白色軽石を多く含み、黒色火山岩片も伴う。

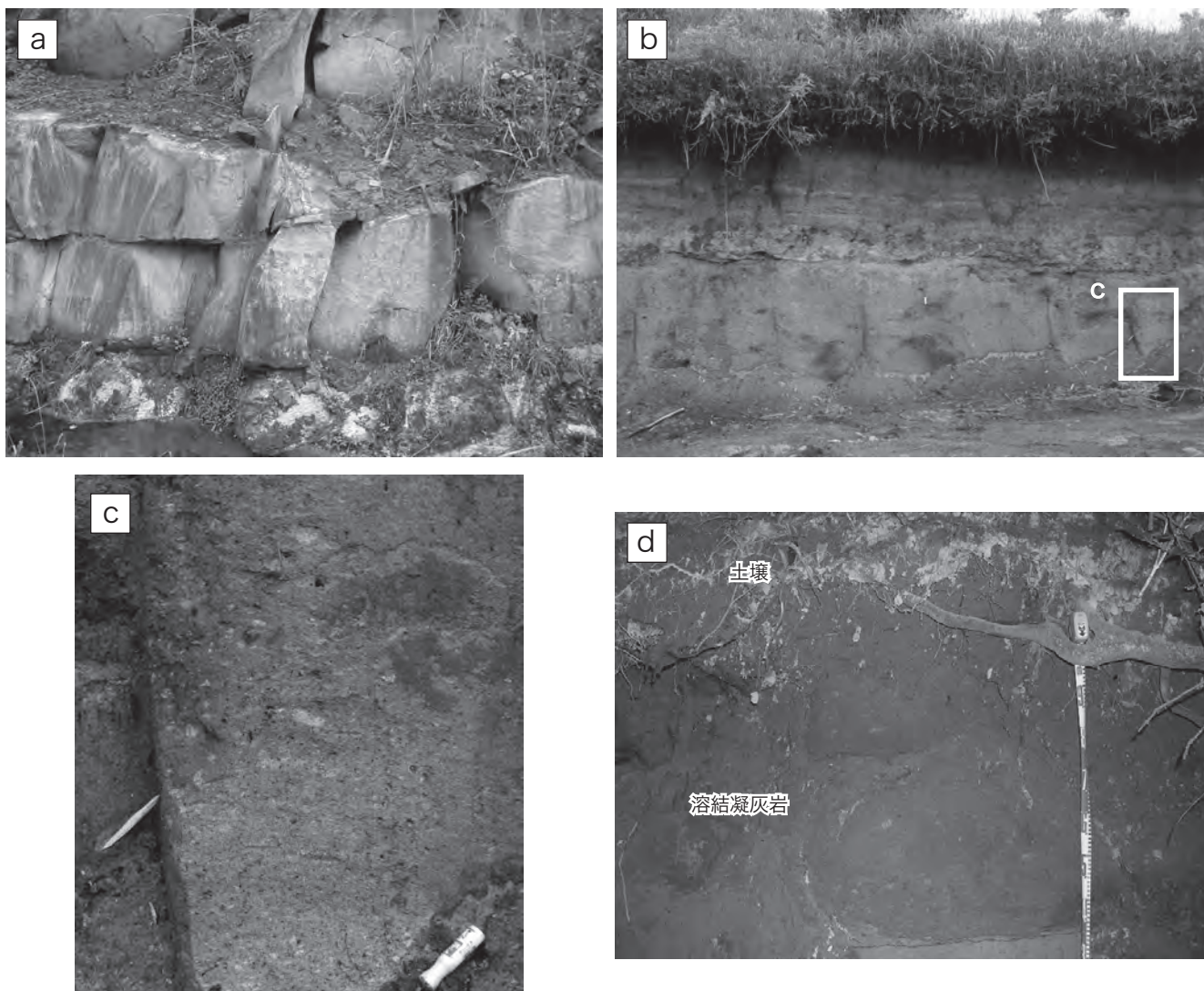
湯前町古城の露頭（第7.3図 a-c）

露頭は、採石場と道路沿いの切り割りの 2 地点で認められた。採石場では、厚さ 3 ~ 4 m の溶結部（第7.3図 a）とそれに累重する約 20 m の非溶結部（第7.3図 b, c）が認められ、火砕流堆積物の上位にはローム層が重なる（第7.3図 b）。溶結部の直下には軽石片や異質岩礫を含む厚さ 2 m 以上の火山灰質堆積物が認められる。非溶結部は、径 20 cm 以下の白色軽石及び火山岩片からなる凝灰岩角礫を伴うこともある（第7.3図 c）。火砕流堆積物の上面は波長 1 ~ 2 m で波状にうねり、その上位には、火山灰や 3 層の古黒ボク土層を挟む厚さ 2.5 m のローム層が重なる（第7.3図 b）。その最上部の火山灰は赤褐色を呈する厚さ 50 ~ 70 cm の鬼界アカホヤ火山灰であり、地表面の腐植土層に覆われる。

道路沿いの露頭は、採石場から南へ 600 m 程の位置にあり、緩傾斜の尾根頂部を切る道路切り割り（高さ 3 m）に認められる。火砕流堆積物は褐色で強く風化し基質は粘土化しているが、径数 cm の軽石片や異質岩片が認められる。

球磨川上流の市房ダム湖岸沿いの露頭

市房ダムの堤から 600 m 上流の湖岸に沿って、東西 200m にわたって狭長な平坦面が認められる。平坦面の頂面付近のレベルに国道 388 号線が通り、レストランと民家が立つ。段丘面頂面直下 4 m から高さ約 20 m の範囲に、加久藤火砕流堆積物が分布する。下部は溶結し、上部は非溶結で強く風化し黄白色を呈する。露頭が悪く、火砕流堆積物の上位・下位の堆積物は認められなかった。本露頭以外にも、強く風化した火砕流堆積物の露頭がより東方の湖岸沿いに認められるが、それらは平坦面を形成していない。地形図と市房ダム建設前に撮影された米軍空中写真に基づくと、加久藤火砕流堆積物が分布する小平坦面は、河床からの比高は 40 ~ 50 m であり、これらの火砕流堆積物をのせる狭長な平坦面は、阿蘇 4 火砕流堆積物をのせる平坦面（中段段丘面）以外に認められない。そして両地点共通して、その下位には、その上面が河川側に向かって緩やかに傾斜する低位段丘面が広がっており、低位段丘面の頂部から 10 ~ 20 m 上位に位置している。



第 7.3 図 加久藤火砕流堆積物の露頭写真

- a : 溶結部. 写真の幅は約 1.5 m. 湯前町古城の採石場.
- b : 非溶結部. 写真の幅は約 12 m. 湯前町古城の採石場. 火砕流堆積物の上位に火山灰を挟む厚さ 2.5 m のローム層が重なる.
- c : 非溶結部. 数 cm ~ 10 cm の軽石を含む. 鎌は 30 cm 長. b の枠内.
- d : 溶結部. 西米良村田無瀬.

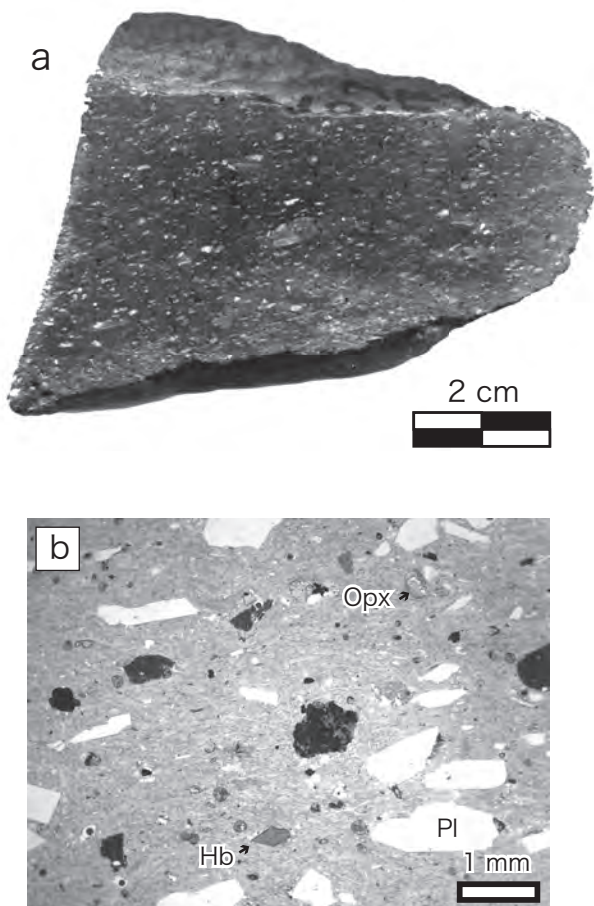
西米良村田無瀬の露頭 (第 7.3 図 d)

本露頭は、一ツ瀬川左岸沿いの現河床から比高 190 m (標高 390 m) で幅 7 m ほどの平坦な尾根の頂部付近に当たる。尾根頂上部の平坦部の直下に、厚さ 50 cm の黒ボク土壌をはさんで、厚さ 12 m の火砕流堆積物が認められた。最上部の厚さ 1 m の火砕流堆積物に含まれる軽石は丸い形状をなし、ハンマーで容易にくずせるぐらいに柔らかいが、頂部から 6 m 下に認められる厚さ 4 m の露頭 (第 7.3 図 d) では、強固であり、軽石も扁平化し定方向性を示すため溶結凝灰岩であると判断できる。その面構造の走向傾斜は N50°E 26°NE を示す。本露頭の火砕流堆積物は、新鮮な面では、全体に灰白色

を呈し、斑晶は乏しく、長さ数 mm ~ 5 cm の本質レンズを多量に含む。また、径 5 mm ~ 1 cm の褐色-黒色の火山岩片も含む。

7. 2. 2 阿蘇 4 火砕流堆積物 (Aw)

阿蘇カルデラから噴出した大規模火砕流堆積物は、大きく 4 回の噴出時期に区分される (渡辺・小野, 1969; 小野・渡辺, 1985 など)。このうち阿蘇 4 火砕流堆積物は、阿蘇カルデラにおける最大かつ最も新しい噴火によりもたらされ、カルデラから約 70 km までの範囲の谷に分布している (町田・新井, 2003)。町田・新井 (2003) は、火山灰の広域的層位関係や全岩 K-Ar 年代をとりまとめ、



第7.4図 阿蘇4火砕流堆積物の研磨写真と顕微鏡写真（登録番号GSJ R87450）

- a：研磨写真。黒灰色なガラス質の基質に、1 cm以下の灰白色の扁平な軽石を伴う。水上村市房ダムの湖岸。
 b：顕微鏡写真。Pl：斜長石。Opx：斜方輝石。Hb：角閃石。オープンニコル。

その噴出時期は85～90kaと推定した。

これまでの報告では、本地域では一ツ瀬川沿いの西米良村上米良、村所及び縄瀬にある段丘面上に風化した本火砕流堆積物の分布が報告されている（宮崎県，1989，2001）が、その詳細は不明であった。今回の調査で、球磨川の市房ダム北方及び一ツ瀬川沿いの上米良、村所のいずれも中位段丘面に対比される河成段丘面頂部付近に本火砕流堆積物の分布が認められた。

阿蘇4火砕流堆積物は、溶結部と非溶結部からなる。溶結部は強く溶結し、黒灰色なガラス質の基質に、径1 cm以下の灰白色の扁平な軽石を伴う（第7.4図a，第7.5図a）。鏡下では、ガラス質の石基中に、斑晶として斜長石、紫蘇輝石、普通角閃石、不透明鉱物と溶岩片を含む（第7.4図b）。非溶結部は、暗灰色火山灰基質中に径5～10 cmの軽石を含む（第7.5図b）。

水上村市房ダム北方の露頭（第7.5図）

球磨川上流部に位置する市房ダム北方に阿蘇4火砕流

堆積物が小規模ながら、ダム湖岸の東西両岸の2箇所に分布する。いずれも厚さ約20 mで、ダム湖の東岸では、平坦面上に神社が建っており、その下位10 mほどの層準に火砕流堆積物が露出する。その間には、小道沿いに厚さ2 mの軽石片を含むシルト質ロームが認められる。したがって、火砕流堆積物の上位には段丘面頂面までに、厚さ5 m以上のローム層が重なっているものと考えられる。

西米良村上米良の一ツ瀬川沿いの露頭

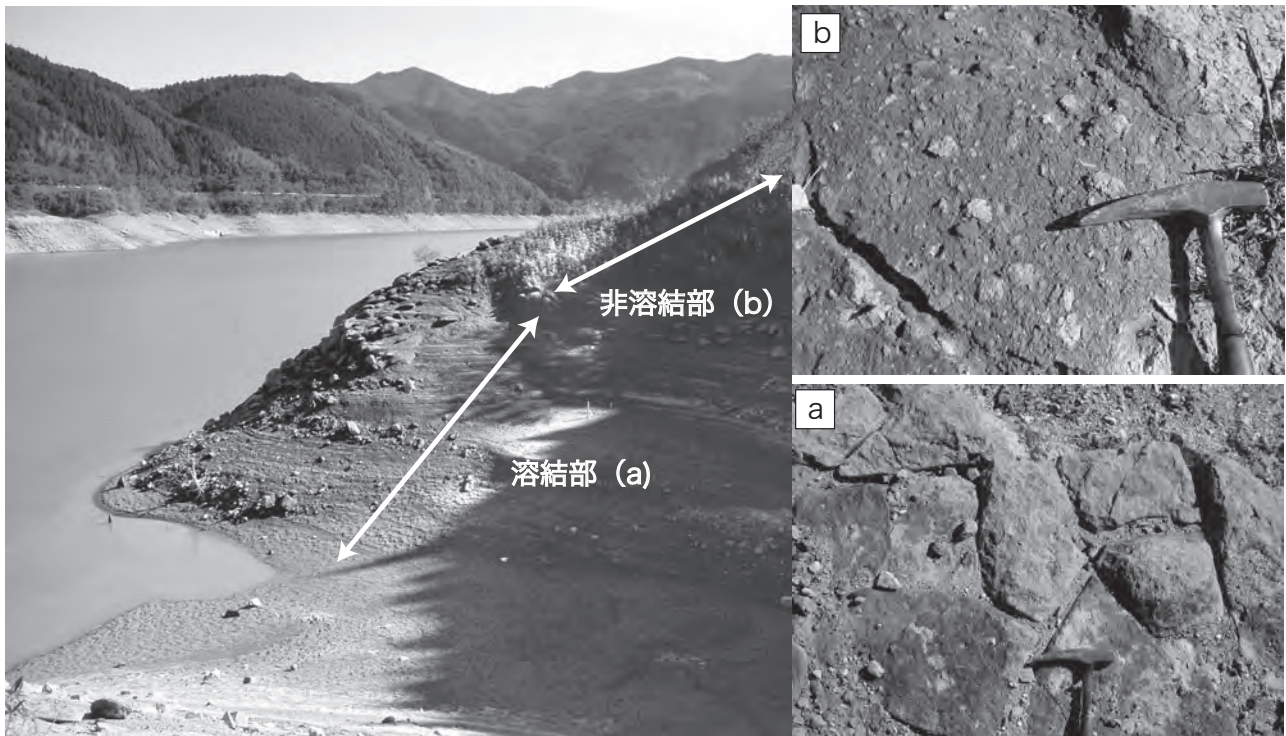
一ツ瀬川右岸に位置する中位段丘面の山麓縁付近の段丘面切り割りに、火砕流堆積物が露出する。火砕流堆積物は、その下面は不明で厚さは2～3 m以上である。風化し褐色を呈するが、粘土質基質に含有物として、比較的新鮮な有色の火山ガラス、長柱状の普通角閃石・輝石や最大径3 cmの扁平な軽石片が目立って含まれる。なお本露頭は、その分布が狭いため、地質図上では示していない。

7.3 段丘堆積物・扇状地堆積物（th, tm, tl）

宮崎県（2001）は、一ツ瀬川と板谷川沿いとそれら支流の段丘面について、低位と高位の2面に区分した。池田・渡辺（1989）は、市房山西麓の扇状地を含む球磨川流域の段丘面について3面の段丘面を識別した。しかし、いずれも時代を示す証拠がなく、段丘面の識別は相対的である。

本報告では、まず1/4万空中写真（国土地理院，1960年発行）と1/2.5万地形図に基づいて段丘・扇状地の形状と河床からの比高によって区分した。なお、段丘堆積物と扇状地堆積物の両者は地質図上で区別して表記していない。次に現地調査で確認できた段丘・扇状地堆積物の岩相と火砕流堆積物との層位関係から、段丘・扇状地堆積物の層序と時代を推定した。すなわち、段丘・扇状地堆積物のうち、加久藤火砕流堆積物を含むかそれに相当する堆積物を高位段丘・扇状地堆積物、阿蘇4火砕流堆積物を含む中位段丘・扇状地堆積物、これらの火砕流堆積物を含まず、最も低位に位置する低位段丘・扇状地堆積物に区分した。

段丘堆積物は、主要河川沿いに幅狭く分布する河成段丘面を構成する堆積物であり、しばしば山麓ないし小谷出合いから扇状地形をなして分布する扇状地堆積物を伴う。主に、礫・砂・火砕流堆積物・ローム層から構成され、崖錐堆積物を含む。市房山-花立山稜線を挟んで西側の球磨川とその流域と東側の一ツ瀬川とその支流とでは、段丘の分布の様子が大きく異なる。すなわち、球磨川とその支流の湯山川、都川沿いでは、低位・中位・高位の3段の段丘が比較的連続して分布し、湯山川沿いには市房山西麓に端を発する高位段丘堆積物相当の扇



第7.5図 阿蘇4火砕流堆積物の露頭写真
 水上村市房ダムの湖岸。露頭の高さは約20 m。
 a：溶結部。
 b：非溶結部。

状地堆積物が発達している。一方、一ツ瀬川沿いでは、低位・中位の2段の段丘が途切れ途切れに分布し、同支流の槻木川、板谷川、大藪川、小川川、銀鏡川では低位段丘がわずかに分布するだけである。

7.3.1 高位段丘・扇状地堆積物 (th)

高位段丘・扇状地堆積物は、球磨川沿いの湯前町古城付近に分布する加久藤火砕流台地近傍に発達する段丘堆積物、そして、市房山西麓に端を発する扇状地堆積物がある。なお、市房山西麓の扇状地堆積物については、その形成時代は明らかではないが、40 m以上の厚さを有し、扇状地に認められる上位の段丘面は下流側の市房ダム付近に分布する加久藤火砕流堆積物よりも高い標高を占めていることから、上位の段丘面を高位段丘面、中位の段丘面を中位段丘面相当と推定した。また一般に、高位の扇状地堆積物では、花崗閃緑岩礫はしばしば風化し、くさり礫状を呈することが多い。

湯前町古城付近の段丘堆積物

同地点は、西隣の人吉地域北東縁部に位置し、北東-南西方向に広がる加久藤火砕流台地(宮地, 1978)の一面にあたる。ここでは、標高220～250 mの平坦面が分布している。その周辺には開析された丘陵地形が分布する。この丘陵地は、加久藤火砕流堆積物から構成され

る。台地頂部の小高い丘の道路切り割りに、厚さ3 m以上の礫層が分布する。礫層は風化した砂基質に、主に径1～5 cm、まれに径10～30 cmの亜角礫-亜円礫を多数含む。

市房山西麓の扇状地堆積物

水上村湯山東方には、市房山西麓に端を発し、標高350～850 mにかけて、傾斜5～12°で東西3～4 km長の扇状地堆積物が分布する。扇状地面の傾斜は標高700 m付近を境に上部で10～12°と急であり、下部では5～7°と緩くなる。その分布は下流に向かって狭まり、その末端で湯山川に下刻されて比高40～60 mの浸食崖を形成している。浸食崖の対岸の湯山川右岸には、裾広がりに南ないし西方に緩やかに傾斜する扇状地性の低位段丘面が認められ、南縁部には低位段丘面から比高15～30 mの小丘陵が存在する。この小丘陵は地形的特徴によって、古い扇状地堆積物から構成されると判断されている(原田・乙益, 2002)。本報告においても、この小丘陵の低位段丘面との比高から推定して、小丘陵を構成する堆積物は高位段丘・扇状地堆積物にあたと推定した。

扇状地堆積物は、層厚40～50 mで、礫層が卓越し、砂・シルト層を挟む。湯山川左岸沿いの比高40 mの浸食崖にその下部・中部がまとまって露出し、扇状地面上



第7.6図 市房山西麓に広がる扇状地堆積物の露頭写真
水上村湯山。湯山川左岸の林道の切り割り露頭。
a：主に礫層からなりシルト層を挟む扇状地堆積物。露頭の高さは約13 m。
b：亜角礫-円礫を含む淘汰の悪い砂質基質の礫層。ハンマーは30 cm長。

の道路切り割りには散点的にその上部が露出している。下部・中部に比べて、上部では礫層が卓越し、礫も径60 cmを超える巨礫を含むなど粗くなる傾向がある。上部層は、東方の山麓付近では1～2 mの巨礫が目立つほどに粗く、西方に向かい礫径が小さくなる。

湯山川左岸沿いの浸食崖の扇状地堆積物（第7.6図）

湯山川左岸の浸食崖沿いに林道が南北方向に延びる。林道直下から河床までの間に、厚さ約20 mで、主に礫層と礫混じり砂層が分布している。その上限は藪で覆われ、不明である。礫層は径5～10 cmの亜角礫-亜円礫が卓越しており、砂基質に富む基質支持の礫層である。その上位には、数mの露頭欠如を挟み、林道面から崖頂上部付近までに、下位から上位に、主に淘汰の悪い礫層、小礫混じり砂層、シルト層、礫層が分布する（第7.6図a）。厚さは約13 mである。砂層・シルト層の層理面は南北走向で、5°前後東傾斜を示す。すなわち、西に傾斜する扇状地上面とは、異なる姿勢を示す。礫層の礫は径2～15 cmで、比較的大きな礫の大半は角礫-亜角礫状で、2 cmほどの小さな礫は亜円礫の形状を示す（第7.6図b）。礫種は主に砂岩であり、風化して軟質となった花崗閃緑岩が含まれる。基質は10%ほどで堅くしまっている。砂層は厚さが最大5 mで、礫混じり中-粗粒砂からシルト層へ上方に細粒化する。林道に沿って認められる露頭の上限は腐植土に覆われた扇状地末端斜面となる。

水上村本野周辺の道路切り割りの扇状地堆積物

ここでは、扇状地堆積物の上部を占める花崗閃緑岩の巨礫（亜角礫-亜円礫）を含む礫層が認められる。扇状地表層部は黒ボク土をのせた厚さ最大3 mのローム層が重なる。ローム層には鬼界アカホヤ・始良 Tn 火山灰・古黒ボク土を伴う。

水上村本野の標高440～455 mにおいて、道路切り割りところから谷に下る小道沿いの切り割りでは、厚さ約15 mの礫層が認められた。礫層は最大径60 cmの巨礫を含み、中-大礫が卓越する砂基質の礫層である。基質は花崗閃緑岩起源の砂であり、比較的しまっている。礫は花崗閃緑岩が卓越する。一方、キャンプ場付近の標高540 mの道路切り割りでは、径1～2 mの花崗閃緑岩の巨礫が卓越する礫層が認められた。

湯山川右岸、小丘陵のボーリングデータによる扇状地堆積物

水上村立湯山小学校敷地で実施されたボーリング調査資料（孔口標高13.25 m）によれば、以下のとおりである（水上村未公表資料）。(1) 盛土（深度0～1.5 m）：N値5～10。(2) 火山灰質粘土質砂（深度1.5～3.0 m）：N値15付近。(3) 粘土質砂（深度3.0～5.5 m）：N値20～40。不均質で礫を混入する。(4) 礫混じり粘土質砂（深度5.5～13.0 m）：N値40～50。花崗閃緑岩礫はもろく細砂状にくだける。



第7.7図 段丘地形と段丘堆積物

- a : 一ツ瀬川左岸に見られる段丘面。学校は中位段丘面上、村役場はゆるやかな傾斜をなす低位段丘面の上位面、堤防付近の家は低位段丘面の下位面にそれぞれ立地する。
- b : 一ツ瀬川右岸沿いの段丘堆積物。中位段丘の下部に認められる砂岩の巨礫を含む礫層は日向層群銀鏡川ユニットの泥岩の上位に不整合に重なる。写真左の物干し竿下端までの露頭の高さは約2m。

7. 3. 2 中位段丘・扇状地堆積物 (tm)

中位段丘・扇状地堆積物は、球磨川流域では、球磨川沿いの市房ダムの湖岸、球磨川支流の湯山川沿いの扇状地堆積物上、及び都川流域の数箇所認められる。一方、一ツ瀬川流域では、一ツ瀬川本流に沿って西米良村田無瀬、村所、向上米良、上米良に狭長にわずかに分布する。また市房山西麓では、中位段丘面に相当する扇状地堆積物が認められる。段丘堆積物は、一ツ瀬川沿いの露頭を例にすると、下部は巨礫層で上部は阿蘇4火砕流堆積物や火山灰を挟むローム層から構成される。阿蘇4火砕流堆積物は、一ツ瀬川沿いの上米良と球磨川沿いの市房ダム湖岸でその分布が確認された。

西米良村村所の一ツ瀬川沿いの段丘堆積物 (第7.7図)

西米良村村所では、中位段丘面は全体に川側に緩く傾斜し、緩やかな谷や丘などの起伏が認められ、低位段丘とは一般に10～数10mの落差のある段丘崖によって隔てられる(第7.7図a)。一ツ瀬川右岸沿いの低位段丘面と中位段丘面を隔てる段丘崖の上部から、緩く傾斜する中位段丘面上を通る道路切り割りに沿って露頭が断続的に続く。本露頭は、下位から上位へ、基盤の日向層群銀鏡川ユニットの泥岩の上に不整合面を介して厚さ3m以上の巨礫層(第7.7図b)、数mの露頭欠如をはさみ、厚さ2m以上の砂混じり火山灰質シルト、その上位は再び数mの露頭欠如をはさみ、厚さ2mの軽石混じりの火山灰質シルト、厚さ1m以上の角礫層から構成される。角礫層の3m上位には小さな平坦面が認められるが、その間の露頭は欠如している。巨礫層は、基質は砂質シルトで径30～50cmの砂岩円礫が卓越す

る。礫はインプリケーションの配列をなす(第7.7図b)。砂混じり火山灰質シルトは褐色で、径数cmの垂角礫の砂岩礫、径3～4mmの泥岩片を含む。軽石混じりの火山灰質シルトは、異質な岩片が多数認められ、有色鉱物や火山ガラスはほとんど認められない。またわずかに最大径1cm以下の風化した軽石片が含まれる。角礫層は、砂岩・泥岩の垂角礫からなり、周囲の山腹の基盤である銀鏡川ユニットから供給された崖錐堆積物のようである。

西米良村上米良の一ツ瀬川沿いの段丘堆積物

西米良村上米良では、中位段丘面は低位段丘面と急な崖を隔てられ、東方の河川側に5°前後傾斜した平坦面をなしている。この平坦面の下位には、山麓にある神社境内の切り割りに、厚さ2mの著しく風化した阿蘇4火砕流堆積物が認められる。阿蘇4火砕流堆積物の露頭上面から急な斜面をへだてて20m上方の尾根末端部に、平坦面は認められるため中位段丘面とした。それを切る道路切り割りの露頭では、下位から上位へ、厚さ2mほどの径数cmの礫を含む火山灰質シルト、厚さ20～30cmの鬼界アカホヤ火山灰、数10cmの腐植土層が分布する。

7. 3. 3 低位段丘・扇状地堆積物 (tl)

低位段丘堆積物は、球磨川とその支流の湯山川、都川沿いでは、狭長ながらも比較的連続して分布しているが、一ツ瀬川及びその支流では小面積の孤立した分布を示す。また市房山西麓では、低位段丘面に相当する扇状地堆積物が認められる。

低位段丘堆積物は、砂基質で巨礫を含む礫層からなり、頂部にはローム層を伴わない。低位段丘面はしばしば2つの面に細分することができる。西米良村村所の段丘では、下位面は水平で平坦であるのに対して、上位面は緩やかに川側に傾斜している（第7.7図a）。国道219号はこの平坦な下位面を通っている。低位段丘崖はほとんど石垣などで囲われているために、低位段丘堆積物の岩相層序が観察されたところは極めて限られる。

一ツ瀬川沿いでは、西米良村村所の南方の右岸と上米良の右岸において、低位段丘面の崖中に巨礫からなる厚さ1~2mの礫層が認められた。小礫を含む砂基質と径15~50cmの巨礫からなる。現在の一ツ瀬川河床の礫層は小-中礫であり、それよりも低位段丘を構成する礫は大きい。

球磨川流域では、低位段丘面は水上村湯山の湯山川右岸に認められる。この低位段丘面は同段丘面に対比される扇状地性堆積物を切り、河床からの比高は約7mである。段丘崖の最上部2mに径30~60cmの巨礫を含む礫層が産出する。その上位にはローム層はなく腐植土層に覆われる。

7.4 地すべり堆積物

本地域の地すべり堆積物は、地すべり地の下方に地すべり土塊として確認されるほか、尾根から斜面にかけて広がる10~20°の緩斜面には、しばしばクリープ性地すべり堆積物が認められる。また、石堂山西麓及び市房山南麓の林道切り割り、地すべり堆積物が認められた。いずれも山地を構成する四万十帯付加コンプレックス由来の砂岩や泥岩の角礫と砂・泥堆積物からなる。地質図上では、これら地すべり堆積物のうち、主な地すべり地形の滑落崖のみを示した。地すべり地形は、1/4万空中写真（国土地理院、1960年発行）及び1/2.5万地形図に基づいて、また池田・渡辺（1989）及び防災科学技術研究所（2008）に基づいて判別した。

石堂山西麓及び市房山南麓では、道路の切り割り沿いにて、非常に淘汰が悪い礫層からなる地すべり堆積物が認められた。礫層は礫支持で、礫は角礫からなる。礫種は、石堂山西麓では主に日向層群神門ユニットに由来する玄武岩類、市房山南麓ではホルンフェルス化した日向層群銀鏡川ユニットの砂岩・泥岩からそれぞれ構成されている（第7.8図a）。礫径は細礫-巨礫まで認められ、最大径は約4mである。石堂山西麓周辺では、低角な大藪スラスト直上の神門ユニットの玄武岩類からなる急崖が発達する。この急崖の崩壊によって斜面崩壊が生じた可能性がある。この斜面崩壊堆積物の基底部分では、すべり面が認められた（第7.8図b）。すべり面は、銀鏡川ユニットのシルト岩の直上に、約3cmの青灰色-褐色の粘土層からなり、細礫を含む。その上位には、淘汰

の悪い角礫からなる細礫層が重なる。すべり面近傍では、礫種は銀鏡川ユニットのシルト岩が多く、玄武岩類を伴う。なお岩松・下川（1986）では、石堂山西麓の崩壊堆積物を、クリープ性大規模崩壊の一つとして挙げている。

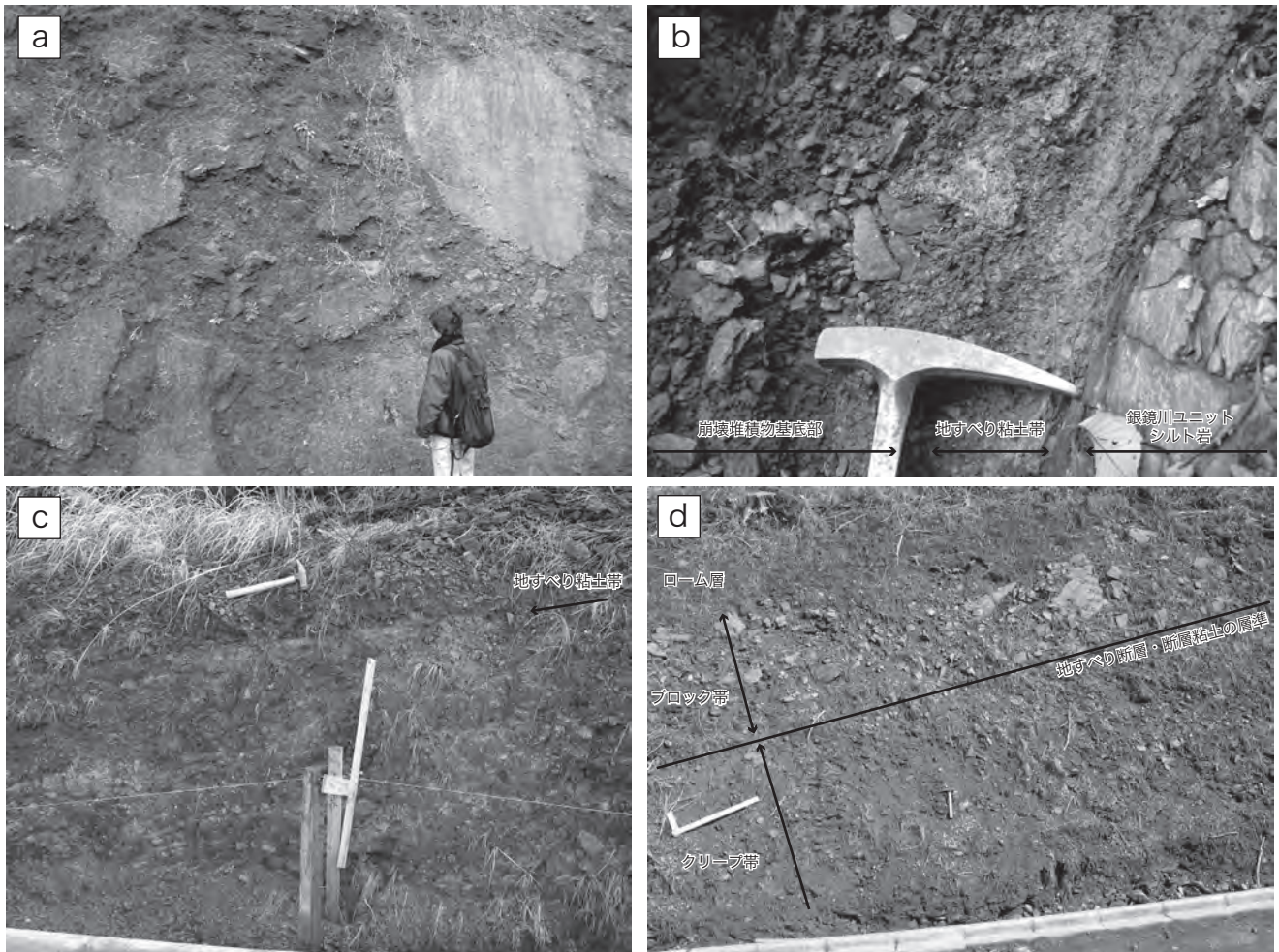
このほか尾根から斜面にかけて、起伏が乏しく10~20°ほどの緩傾斜を示す斜面が散在的に分布している。それらの中には、烏帽子岳北斜面のような基盤岩の層理面の傾斜に平行に発達した構造地形や1,100m前後の山頂付近に発達する準平原の遺物と指摘された浸食小起伏面（宮崎県、2001）があることが知られている。その中で、天包山周辺の尾根筋から広がる標高400~1,100mの緩斜面では、斜面上面付近にクリープ性地すべり堆積物の特徴が観察された。地すべり堆積物は、クリープした基盤岩の日向層群銀鏡川ユニット上位に、その境界に沿って配列した砂岩・泥岩の大小のブロックとそれらの隙間を埋める砂礫からなる（第7.8図c,d）。厚さは約3mである。下位の銀鏡川ユニットとは明瞭な境界をなし、ときに幅数cmの断層粘土帯を伴う（第7.8図a,b）。地すべり堆積物の上位には鬼界アカホヤ火山灰を含む火山灰質シルトが重なる。地すべり堆積物の下位には、銀鏡川ユニットの泥岩・砂岩が観察される。砂岩・泥岩には亀裂が発達し斜面方向にクリープしており、層理面の亀裂による地層のブロック化が認められる（第7.8図d）。ブロック化は下位から上位へ増大する傾向がある。

7.5 降下火山灰層及びローム層

本地域では1~3mのローム層が、山腹の緩斜面、扇状地面、段丘面の上位を覆って広く分布する。扇状地面や一部の山腹緩斜面のローム層では、始良Tn火山灰(AT)や鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)の降下火山灰を含む。ローム層の最上部は黒ボク土となっている。なおこれらの降下火山灰を含むローム層はまとまった分布を示さないため、地質図上では表現していない。

南九州の鹿児島湾に位置する始良カルデラを形成した大規模な噴火活動は、降下軽石、大量の火砕流堆積物と火山灰を噴出した（町田・新井、2003）。このうち火山灰は始良Tn火山灰と命名され、広大な範囲に降下堆積し、噴出年代は25~29kaの範囲に入る（町田・新井、2003；Miyairi *et al.*, 2004）。鬼界アカホヤ火山灰は、南九州の硫黄島付近にある鬼界カルデラの降下火山灰であり、噴出年代は約7300年前と推定されている（町田・新井、2003）。

以下、火山灰とローム層を観察した主要露頭について記述する。また火山灰層の同定・対比のために、4地点6試料の火山灰について鉱物組成（第7.1表）、ガラス片と斜方輝石の屈折率、一部の試料についてはガラス片のEDX分析（第7.2表）を実施した。屈折率はガラス



第7.8図 地すべり堆積物の露頭写真

- a : 市房山南麓の地すべり堆積物. 淘汰が非常に悪い細礫-巨礫の角礫層からなる.
 b : 石堂山西麓の地すべり堆積物基底部分に見られる地すべり粘土帯. 3~5 cm の青灰色-褐色の粘土層が認められる.
 c-d : 緩斜面をなす天包山南斜面のクレープ性地すべり堆積物. 地すべり粘土帯を挟んで, 下位はクレープした日向層群銀鏡川ユニットの泥岩, 上位は泥岩の角礫を含む崩壊堆積物 (c). 泥岩の角礫を含む崩壊堆積物 (d).

片 30 粒, 輝石 10 片を目処として測定し, 各測定値の分布範囲をガラス率の値として示す. なお, 火山灰の室内分析は古澤地質株式会社に依頼した.

水上村本野の扇状地面の露頭 (第 7.9 図 a, 露頭番号 MR02)

熊本県水上村本野の扇状地面を切る道路脇の露頭 2 箇所で, 扇状地堆積物の花崗閃緑岩礫混じりの礫層を覆うローム層が分布する. 観察されたローム層の層序は次のとおりである.

露頭の層序は, 下位から上位へ, 1) 明灰色の砂礫 (20 cm 厚以上, 下限不明), 2) 褐色の礫混じりシルト (厚さ 20 cm), 3) 褐色の火山灰質シルト (30 cm 厚), 4) 暗灰色の黒ボク土様の古土壤 (20 cm 厚), 5) 褐色の砂

混じり始良 Tn 火山灰 (30 cm 厚), 6) 黒ボク土様の古土壤 (40 cm 厚), 7) 黄褐色の鬼界アカホヤ火山灰 (厚さ 100 cm), 8) 黒ボク土 (厚さ 50 cm) である. 黒ボク土様の古土壤の上面はシャープであり, 一方下面は漸移的である. 本露頭では, 4 試料について火山灰の処理・分析を行った.

鬼界アカホヤ火山灰 (GSJ R87452) は, ほぼバブルウォール型からなる火山ガラス片 93 % から主に構成される (第 7.1 表). このガラスの屈折率は, 1.509 ~ 1.516 (平均) である.

始良 Tn 火山灰 (GSJ R87453) は, 基盤岩の市房山花崗閃緑岩起源と考えられる軽鉱物・角閃石・黒雲母が 69 %, 大部分がバブルウォール型からなる火山ガラス片 18 % からなる (第 7.1 表). このガラスの屈折率は,

第7.1表 火山灰の粒子組成

Bw：バブルウォール型. Pm：軽石型. O：急冷破碎型. Opx：斜方輝石, Cpx：単斜輝石.
Gho：緑色角閃石. Am：角閃石. Opq：不透明鉱物. Bi：黒雲母. AT：始良 Tn 火山灰.
K-Ah：鬼界アカホヤ火山灰. 分析は株式会社古澤地質に委託した.

試料番号	露頭番号	火山ガラス			軽鉱物	重鉱物						岩石	合計	対比
		Bw	Pm	O		Opx	Cpx	Gho	Am	Opq	Bi			
GSJR87451	MR01	91	7	3	163	5	0	1	1	12	15	2	300	AT
GSJR87452	MR02	272	5	1	10	1	0	0	0	1	0	10	300	K-Ah
GSJR87453	MR02	45	3	6	199	4	0	2	1	18	6	16	300	AT
GSJR87454	MR02	0	1	0	226	1	0	2	0	1	61	8	300	other
GSJR87455	MR87	268	0	5	21	1	1	0	0	0	0	4	300	AT
GSJR87456	MR103	161	46	3	68	1	0	0	0	12	0	9	300	AT

第7.2表 火山ガラスの EXD 分析による化学組成 (試料番号 GSJR87454). 分析は株式会社古澤地質に委託した.

	測定値		100% ノーマライズ	
	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差
SiO ₂	73.48	1.13	77.90	0.19
TiO ₂	0.18	0.13	0.17	0.06
Al ₂ O ₃	11.76	0.33	12.26	0.09
FeO	1.24	0.65	1.02	0.10
MnO	0.05	0.06	0.05	0.06
MgO	0.18	0.16	0.12	0.05
CaO	1.14	0.39	1.04	0.11
Na ₂ O	3.34	0.23	3.44	0.16
K ₂ O	3.65	0.34	4.00	0.07
Total	95.02		100.00	

1.496～1.500 である. また露頭番号 MR01 (付図 1) における始良 Tn 火山灰 (GSJ R87451) は, 基盤岩の市房山花崗閃緑岩起源と考えられる軽鉱物・角閃石・黒雲母が 60%, ほとんどがバブルウォール型からなる火山ガラス片 34% からなる. このガラスの屈折率は, 1.497～1.500 である.

始良 Tn 火山灰の下位にある褐色の火山灰 (GSJ R87454) は, 基盤岩の市房山花崗閃緑岩起源と考えられる軽鉱物・黒雲母が 96% と大半を占めるが, 微量の火山ガラスが残存する (第7.1表). 残存するガラスの主成分は, 始良 Tn 火山灰と似ているが, 化学成分では他の始良 Tn 火山灰相当のガラス片では K₂O の含有率が 3.4% であるのに対して, 4.0% とやや高い (第7.2表). 始良 Tn 火山灰より下位に産出して本試料と主成分の一致する火山灰は知られていない.

西米良村村所の緩斜面の切り割り露頭 (第7.9図 b, 露頭番号 MR87)

露頭は一ツ瀬川右岸, 村所の南西方の山腹緩斜面にあ

たり, 標高 560 m の林道切り割り露頭に火山灰を含むローム層が露出している (第7.9図 b).

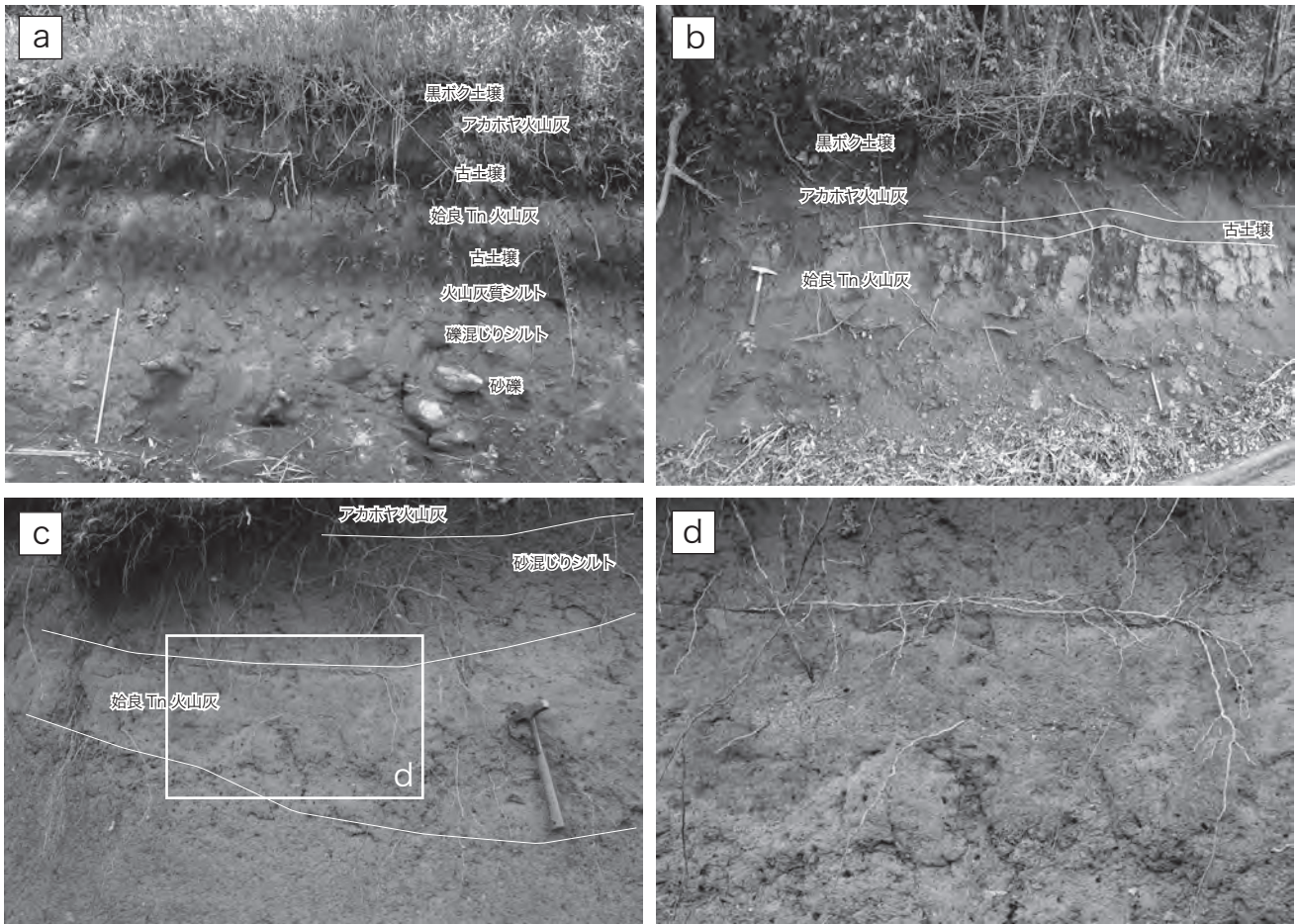
露頭の層序は, 下位から上位へ, 1) 黄褐色でやや固い始良 Tn 火山灰 (厚さ 50 cm), 2) 灰色の砂混じりシルト (厚さ 20 cm), 3) 黒ボク土様の古土壌 (20 cm 厚), 4) 黄褐色の鬼界アカホヤ火山灰 (厚さ 20～30 cm), 5) 黒ボク土壌 (厚さ 10～20 cm) である. 始良火山灰層の下半部は軽石が多数含まれている. 各層は地形面に平行に水平成層をなす.

始良 Tn 火山灰 (GSJ R87455) は, 極細砂-砂サイズのやや不淘汰ガラス質火山灰であり, バブルウォールタイプ火山ガラスを主体とし, 石英・長石やその他風化粒子を微量含む (第7.1表). 有色鉱物は斜方輝石を主体とし, 緑色普通角閃石及び単斜輝石を含む. ガラスの屈折率は 1.4990～1.5005, 斜方輝石の屈折率は 1.702～1.735 で 1.732～1.735 にモードが認められる.

西都市横平の山腹緩斜面の切り割り露頭 (第7.9図 c,d, 露頭番号 MR103)

露頭は銀鏡川上流, 横平北方の標高 700～750 m の尾根沿いに広がる緩斜面に位置し, 林道切割に露出する. 日向層群銀鏡川ユニットの砂岩泥岩互層の上位に, 砂岩・泥岩の角礫からなる地すべり堆積物を挟んで, 下記の火山灰を含むローム層が認められる.

露頭の層序は, 下位から上位へ, 1) 地すべり堆積物 (厚さ 80～120 cm), 2) 赤褐色の始良 Tn 火山灰 (厚さ 20～40 cm), 3) 灰色の砂混じりシルト (厚さ 30～40 cm), 4) 黄褐色の鬼界アカホヤ火山灰 (厚さ 30 cm), 5) 黒ボク土壌 (厚さ 10～20 cm) である. 始良 Tn 火山灰には, 軽石が濃集した部分が認められる. 鬼界アカホヤ火山灰とその上位の黒ボク土壌は南東に約 10° 傾斜した地形面に平行に成層しているが, その下位は, 下にへこんだ凹んだ上面形状をなす斜面崩壊堆積物の上面を埋めている. 本露頭では, 1 試料について火山灰の処理・分析を行った.



第 7.9 図 降下火山灰とローム層の露頭写真

- a : 扇状地上面を構成するローム層. 熊本県水上村本野. スケールは 1 m 長.
- b : 鬼界アカホヤ火山灰及び始良 Tn 火山灰. 山腹緩斜面の林道切り割り露頭. 一ツ瀬川右岸, 西米良村村所の南西方.
- c : 鬼界アカホヤ火山灰及び始良 Tn 火山灰. 標高 700 ~ 750 m の尾根沿いに広がる緩斜面の構成物. 西都市横平北方.
- d : 始良 Tn 火山灰層の拡大. 軽石片が濃集している. c の枠内.

始良 Tn 火山灰 (GSJR87456) は, 2 ~ 5 mm の 軽石を含む中-粗砂サイズのやや不淘汰ガラス質火山灰であり, バブルウォールタイプ火山ガラスを主体とする (第 7.1 表). ガラスの屈折率は 1.498 ~ 1.500, 斜方輝石の屈折率は 1.708 ~ 1.737 で 1.731 ~ 1.737 にモードが見られる.

7. 6 沖積層 (a)

本地域の沖積層は, 一ツ瀬川沿いとその支流にあたる板谷川, 小川川, 銀鏡川, 及び槻木川, そして, 球磨川沿いとその支流の湯山川, 都川など, 主要な河川の河道

に沿って分布が認められる. 段丘堆積物が広く分布している球磨川沿いとその支流域では, 沖積層は比較的幅広く分布している. 沖積層は, 主に狭長な砂礫堆を伴った現河床堆積物であり, 礫・砂からなる. 山地斜面崩壊による崖錐堆積物も含む. また, 一ツ瀬川の一ツ瀬ダム, 球磨川の市房ダム上流部のダム湖付近ではダム建設以来, 堆砂が進んでいる. こうしたダム湖近傍以外では, 河床の一部に基盤岩石が露出していることが多く, 洪水時には砂礫堆の砂礫は浸食され下流に移動するものと考えられる. そのため, 沖積層は多くの場合, 数 m 以下の厚さであると推定される.

第8章 応用地質

(原 英俊・木村克己・内藤一樹)

8.1 資源地質

本地域に稼行中の鉱山はない。過去に採掘されていた金属鉱床は、村所花崗岩に伴って産する金・銀・アンモチン鉱床がある(奈多, 1890; 宮久, 1958)。これらは尾鈴山火山-深成複合岩体の活動に伴って形成された鉱脈型金属鉱床と一連である(木村ほか, 1991)。天包山南麓では、天包鉱山があり、そこでは輝安鉱の採掘が行われた(工業技術院地質調査所編, 1955)。鉱石鉱物としては、黄鉄鉱、硫砒鉄鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、輝銀鉱を伴う。1882に開抗し、1890年代に最も盛んに稼行され、年間20～30tの鉱石が採掘された。河口川上流には、日比野鉱山があり、ここでも輝安鉱の採掘が行われた(工業技術院地質調査所編, 1955)。1893年に開発され、年間250～650tの鉱石が採掘された。また詳細な位置は不明であるが、西米良村横野付近の天狗岩鉱山では、日向層群小河内ユニットの砂岩に発達する石英脈より、輝安鉱及び銀が採掘されていた報告がある(工業技術院地質調査所編, 1955)。

水上町市房ダム周辺の諸塚層群三方岳ユニットにおけるチャート相から、マンガン鉱床の報告がある(吉村, 1952)。これら鉱床の場所・採掘量等の詳細は不明である。湯前町古城では、加久藤火砕流堆積物の溶結凝灰岩が採石されている。

8.2 温泉

温泉は、水上町湯山と西米良村村所にある。湯山では、市房山花崗閃緑岩体中を切る北東-南西方向の伏在断層より湧出している水温34.3℃、pH9.1のアルカリ性単純泉及び単純硫黄泉である(金原, 2005; 斎藤ほか, 1996)。村所の温泉は、村所花崗岩の近傍にあり、水温36.5℃のアルカリ性炭酸水素泉である。

8.3 活構造

本地域には活断層及び活断層の疑いのあるリニアメントは確認されていない(池田・渡辺, 1989)。一方、本地域北西部は、人吉盆地の北東縁に位置し、人吉盆地南縁断層(千田, 2000)の北東延長方向に当たる。人吉盆地南縁断層は、湯前町から人吉市東部にいたる長さ約22kmで、人吉盆地内の低地と四万十帯付加コンプレックスからなる山地とを明瞭にわける正断層成分をもつ活

断層である(池田・渡辺, 1989; 産業技術総合研究所, 2006; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2006)。その活動時期の間隔は少なくとも約8000年以上とされるが、その詳細は不明である。また人吉盆地南縁断層の全体が活動した場合、マグニチュード7.1程度の地震が発生すると推定され、今後30年の間に地震が起こる可能性は1%以下とされる(地震調査研究推進部地震調査委員会, 2006)。

本地域北西部の湯前町野中田-中猪^{のなかだ なかい}周辺で、諸塚層群三方岳ユニットと日向層群銀鏡川ユニットを切る、北東-南西方向の断層が認められる(第5.1図)。これは人吉盆地南縁断層の最北東端(産業技術総合研究所, 2006)にあたる。ただし基盤である四万十帯付加コンプレックス中に発達する断層であり、またそのリニアメントは明瞭ではない。本断層と平行するように、北隣の椎葉村地域で市房山花崗閃緑岩を通る北東-南西方向の断層がある。この正断層は、粗粒黒雲母花崗閃緑岩と細粒-中粒黒雲母花崗閃緑岩とを分け、水上村湯山付近まで達するとされた(斎藤ほか, 1996)。しかし本地域では、第四系に覆われ、その詳細は不明である。

8.4 斜面崩壊・土石流

本地域は、険しい山地地形のため、豪雨や台風により斜面崩壊や土石流がしばしば起きている。小規模な崩壊は斜面上の崖錐堆積物が発生源になっているが、規模の大きなものは基盤が崩壊している。基盤の崩壊は、崩壊面が流れ盤である地すべりによってもたらされることが多い。特に、大型の台風により道路が寸断され、社会生活に大きな影響を与えている。昭和46年8月5日の台風19号により水上村湯山で(原田・乙益, 2002)、昭和46年8月29日の台風23号により西米良村村所で土砂災害が起きている(宮崎県土木部, 2006)。平成9年に牧良山西方にて、幅100m、斜面長80mの崩壊面が流れ盤である地すべりが発生している(中園ほか, 2005)。平成16年8月30日の台風16号によって、湯前町^{かみい}上猪で斜面崩壊が起き、国道219号が約70mにわたって崩落した(第8.1図a)。また平成16年9月6～7日の台風18号によって、西米良村板谷で旧国道219号が板谷川の氾濫により決壊した(宮崎県土木部, 2006)。平成17年9月5～6日の台風14号は、宮崎県の各地で巨大な地すべりや斜面崩壊をもたらした(谷口, 2005; 高谷・鈴木, 2007)。この台風によって引き起こ



第 8.1 図 斜面崩壊の露頭写真

- a : 平成 16 年台風 16 号による国道 219 号にかかる橋の崩落。破線は崩壊前の道路の位置。湯前町上猪。谷を埋める崖錐堆積物が崩壊し、国道 219 号が長さ約 70 m、高さ 20 m に渡って崩落した。中央部の三角印は、土砂に押しつぶされたトラック。
- b : 平成 17 年台風 14 号による 国道 265 号を埋める土石流堆積物。西米良村上板谷南方。大量の土砂と細礫-巨礫からなり、立木及び材木が巻き込まれている。中央部には、土砂に押しつぶされた軽トラックがある。

された大量の斜面崩壊堆積物により、西米良村上板谷南方の鶴瀬谷川で土石流が発生し、西米良村の国道 265 号が約 1 km にわたり土砂に埋没した(第 8.2 図 b)。平成 19 年 3 月 17 日には、西米良村吐合にて斜面崩壊^{ほきあい}がおき、国道 219 号が通行止めとなった。その他、国道以外の主要道路にても、しばしば斜面崩壊による通行止め等が起きている。西米良村板谷では、現在滑動中の地すべりが認められている。市房山の北西麓は、天然生 2 次林の皆伐による崩壊地の発生が起きている(丸谷ほか、1996；戎ほか、2000)。また宮崎県(2007)では、平成 19 年 6 月現在で、西米良村内の横野など 3 地域で急傾斜の崩壊、咲山など 3 地域で土石流の土砂災害警戒区域を指定した。

8. 5 地 震

明治 42 (1909) 年 11 月 10 日に宮崎県西部を中心としてマグニチュード 7.6 の地震が起きた(宇佐見、2003)。震央は北緯 32°01′・東経 130°43′で、本地域に近接する椎葉村地域内である。震源の深さは約 150km で、沈み込むフィリピン海プレート内部で発生した大規模なやや深発地震の可能性が指摘されている(宇津ほか、2001)。この地震では、宮崎市付近で被害が大きく、宮崎・大分・鹿児島・高知・岡山・広島・熊本の各県に被害があった。本地域内での被害は報告されていない。また安政元年に起きた安政南海地震(1854 年 12 月 24 日)によって、本地域内でも斜面崩壊が発生した記録がある(宮崎県土木部、2006)。

文 献

- 荒牧重雄 (1968) 加久藤盆地の地質—えびの・吉松地域の地震に関連して—。東京大学地震研究所彙報, vol.46, p.1325-1343.
- 荒牧重雄 (1969) 鹿児島県国分地域の地質と火砕流堆積物。地質雑, vol.75, p.425-442.
- 有田忠雄 (1957) 加久藤カルデラの提唱 (演旨)。地質雑, vol.63, p.443-444.
- 防災科学技術研究所 (2008) 地すべり地形分布図 第 34 集「延岡・宮崎」。防災科学技術研究所研究資料, no.312. http://lswb1.ess.bosai.go.jp/jisuberi/jisuberi_mini/LSkaisetsu/50kmapdb_detail.asp?setnum=34
- 戎 信宏・村瀬 悠・丸谷知己 (2000) 衛星データと GIS を用いた崩壊地の判別に関する研究—市房山崩壊地群を例として—。砂防学会誌, vol.53, p.3-9.
- 千田 昇 (2000) 人吉盆地南縁の活断層。活断層研究, vol.19, p.87-90.
- 遠藤秀典・鈴木祐一郎 (1986) 妻及び高鍋地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 105p.
- Fabbri, O., Faure, M. and Charvet, J. (1990) Back-thrusting in accretionary prisms: Microtectonic evidence from the Cretaceous - Lower Tertiary Shimanto belt of southwest Japan. *Jour. Southeast Asian Earth Sci.*, vol.4, p.95-201.
- Fettes, D. and Desmons, J. (2007) *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 256p.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G. and Smith, A. G. (2004) *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 589p.
- Hara, H. and Kimura, K. (2008) Metamorphic and cooling history of the Shimanto accretionary complex, Kyushu, Southwest Japan: Implications for the timing of out-of-sequence thrusting. *Island Arc*, vol.17, 546-559.
- 原田正史・乙益正隆 (2002) 水上村誌。水上村役場企画観光課, 327p.
- Hasebe, N. and Tagami, T. (2001) Exhumation of an accretionary prism -results from fission track thermochronology of the Shimanto Belt, southwest Japan. *Tectonophysics*, vol.331, p.247-267.
- 橋本 勇 (1957) 九州大学農学部付属宮崎演習林三方団地の地質。九大農演習林報告, no.28, p.73-101.
- 橋本 勇 (1961) 宮崎県延岡市付近の時代未詳層群の層序と構造—とくに古第三系日向層群と延岡・紫尾山構造線について—。九大教養地研報, vol.7, p.37-56.
- 橋本 勇 (1962) 九州南部における時代未詳層群の総括。九大教養地研報, vol.9, p.13-69.
- Hibbard, J. P. and Karig, D. E. (1990) Alternative plate model for the early Miocene evolution of the southwest Japan margin. *Geology*, vol.18, p.170-174.
- 平原章吾 (1983) 市房山花崗岩体の岩石学 (演旨)。日本地質学会関西支部報, no.77, p.3-4.
- 池田安隆・渡辺満久 (1989) 村所。九州の活構造, 九州活構造研究会編。東京大学出版会, 東京, p.396-397.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男 (1971) 九州四万十帯北東部の地質構造と変成分帯。地質雑, vol.77, p.207-220.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男・小野晃司 (1979) 神門地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 44p.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男・神戸信和・小野晃司 (1982) 諸塚山地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 71p.
- 岩松 暉・下川悦郎 (1986) 片状岩のクリープ性大規模崩壊。地質学論集, no.28, p.67-76.
- 巖谷敏光・内藤一樹 (2008) 宮崎県西米良村に分布する村所花崗斑岩のフィッション・トラック年代。地調研報, vol.59, p.191-196.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2006) 人吉盆地南縁断層の長期評価について。15p. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/06dec_hitoyoshi/index.htm
- 勘米良亀齡 (1976) 過去と現在の地向斜性堆積体の対応 I。科学, vol.46, p.284-291.
- Kano, K., Kosaka, K., Murata, A. and Yanai, S. (1990) Intra-arc deformations with vertical rotation axes: The case of the pre-Middle Miocene terranes of Southwest Japan. *Tectonophysics*, vol.176, p.333-354.
- 金原啓司 (2005) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧 (第 2 版) (CD-ROM 版)。地質調査所。
- 君波和雄・宮下純夫 (1992) 上部白亜系四万十累層群槇峰層 (九州) 中の緑色岩の産状と化学組成。地質雑, vol.98, p.391-400.
- 君波和雄・大野幸則 (1999) ビトリナイト反射率からみた付加体中の現地性玄武岩類による熱変成: 九州の後期白亜紀槇峰層を例として。地質学論集, no.52, p.243-253.
- Kiminami, K., Miyashita, S. and Kawabata, K. (1994) Ridge collision and *in situ* greenstones in accretionary complexes: An example from the Late Cretaceous Ryukyu Islands and southwest Japan margin. *Island Arc*, vol.3, p.103-111.
- 木村克己 (1998) 付加体の out-of-sequence thrust. 地質学論集, no.50, p.131-146.
- 木村克己 (1992) 始新世-漸新世前期四万十累層群の堆積岩岩石区。地質学論集, no.38, p.299-309.
- 木村克己・巖谷敏光・三村弘二・佐藤喜男・佐藤啓生・鈴木祐

- 一郎・坂巻幸雄 (1991) 尾鈴山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅), 地質調査所, 137p.
- Kimura, J-I., Stern, R. J. and Yoshida, T. (2005) Reinitiation of subduction and magmatic responses in SW Japan during Neogene time. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol.117, p.969-986.
- 清崎聖一・石井敏彦・大庭昇・山本温彦・富田克利 (1984) 市房山花崗閃緑岩体の岩体区分および分化. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p.409.
- Kondo, H., Kimura, G., Masago, H., Ohmori-Ikehara, K., Kitamura, Y., Ikesawa, E., Sakaguchi, A., Yamaguchi, A. and Okamoto, S. (2005) Deformation and fluid flow of a major out-of-sequence thrust located at seismogenic depth in an accretionary complex: Nobeoka Thrust in the Shimanto Belt, Kyushu, Japan. *Tectonics*, vol.24, TC6008, doi:10.1029/2004TC001655.
- 工業技術院地質調査所編 (1955) 日本鉱産誌 B I -a. 主として金属原料となる鉱石一金・銀その他一. 通商産業省, p.132-133.
- 熊本県 (1962) 20 万分の1 熊本県地質図説明書. 熊本県商工水産部工鉱課, 35p.
- 熊本県 (1998) 土地分類基本調査. 村所・須木・加久藤 (5 万分の1), 23p.
- 熊本県地質図編纂委員会 (2008) 熊本県地質図 (10 万分の1) および同説明書. 熊本県, 118p.
- 栗原敏之・原英俊 (2008) 九州中央部村所地域, 四万十帯付加コンプレックスから産出する漸新世放射状化石. 地質雑, vol.114, p.92-95.
- 九州地方土木地質図編纂委員会編 (1986) 九州土木地質図及び解説書. 国土開発技術研究センター, 485p.
- 町田洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス「日本列島とその周辺」, 東京大学出版会, 東京, 276p.
- 町田洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 東京, 336p.
- Mackenzie, J. S. (1989) Geochemical study of the greenstones of the Cretaceous and Paleogene Shimanto accretionary complex in eastern Kyushu: Implications for origin and mode of emplacement. *Jour. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol.84, p.278-292.
- Mackenzie, J. S., Needham, D. T. and Agar, S. M. (1987) Progressive deformation in an accretionary complex; An example from the Shimanto Belt of eastern Kyushu, Southwest Japan. *Geology*, vol.15, p.353-356.
- 丸谷知己・井倉洋二・笠井美青 (1996) 市房山崩壊地群. 砂防学会誌, vol. 49, p. 69-72.
- Maruyama, S. (1997) Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present. *Island Arc*, vol.6, p.121-142.
- Miller, J. A., Shibata, K. and Kawachi, Y. (1962) Potassium-argon ages of granitic rocks from the Outer Zone of Kyushu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.13, p.712-714.
- 宮地六美 (1978) 熊本県人吉盆地の火砕流堆積物. 九大教養地研報, no.20, p.9-17.
- Miyachi, M. (1985) Fission track ages of some granitic rocks in the Outer Zone of Kyushu, Japan. *Jour. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol.80, p.406-409.
- 宮地六美 (1992) 南九州の大型火砕流堆積物のフィッショントラック年代 (2). 九大教養地研報, vol.29, p.37-44.
- 宮久三千年 (1958) 西南日本外帯とくに九州および四国の第三紀酸性貫入岩類と金属鉱床区. 愛媛大紀要第II部 (自然科学), vol.3, p.145-159.
- Miyairi, Y., Yoshida, K., Miyazaki, Y., Matsuzaki, H. and Kaneoka, I. (2004) Improved ¹⁴C dating of a tephra layer (AT tephra, Japan) using AMS on selected organic fractions. *Nucl. Instr. Meth. in phys. Res. B.*, vol.223-224, p.555-559.
- Miyazaki, K. and Okumura, K. (2002) Thermal modelling in shallow subduction: an application to low P/T metamorphism of the Cretaceous Shimanto accretionary complex, Japan. *Jour. Metamorphic. Geol.*, vol.20, p.441-452.
- 宮崎県 (1981) 20 万分の1 宮崎県地質図及び同説明書 (宮崎県の地質と資源). 宮崎県, 72p.
- 宮崎県 (1989) 宮崎県中央山地地方地質図及び同説明書 (西米良・須木). 宮崎県, 38p.
- 宮崎県 (1997) 20 万分の1 宮崎県地質図 (第5版). 宮崎県.
- 宮崎県 (2001) 土地分類基本調査. 児湯地域, 村所 (5 万分の1). 44p.
- 宮崎県 (2007) 土砂災害警戒区域の指定状況.
http://www.pref.miyazaki.lg.jp/contents/org/doboku/sabo/sabo_jigyo/keikai.html.
- 宮崎県土木部 (2006) 宮崎県における災害文化の伝承. 宮崎県, 72p.
- 向吉秀樹・原英俊・池原(大森)琴絵 (2007) イライト結晶度における温度条件の定量的見積り:九州東部, 秩父帯・四万十帯付加コンプレックスにおけるビトリナイト反射率との比較. 地調研報, vol.58, p.23-31.
- Mukoyoshi, H., Hirono, T., Hara, H., Sekine, K., Tsuchiya, N., Sakaguchi, A. and Soh, W. (in press) Style of fluid flow and deformation in and around an ancient out-of-sequence thrust: An Example from the Nobeoka Tectonic Line in the Shimanto accretionary complex, SW Japan. *Island Arc*.
- 村上充英・今岡照喜・雁沢好博 (1989) 山陰西部における古第三紀火山性陥没体の分布と時代に関する2, 3の問題. 地団研専報, no.36, p.41-47.
- Murata, A. (1987) Conical folds in the Hitoyoshi bending, south Kyushu, formed by the clockwise rotation of the Southwest Japan Arc. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.92,

- p.91-105.
- 村田明広 (1991) 九州四万十帯, 内ノ八重層の作るデュープレックス構造と内ノ八重クリッペ. 地質雑, vol.97, p.39-52.
- 村田明広 (1995) 九州四万十帯日向層群の赤・緑色珪質泥岩とデュープレックス. 地学雑誌, no.104, p.82-93.
- 村田明広 (1996) 九州東部, 神門-尾鈴山地域の四万十帯のナップ構造. 徳島大総合科学部自然科学研究, vol.9, p.49-61.
- 村田明広 (1998a) 宮崎県の四万十帯の地質. 宮崎県地質図第5版説明書. 宮崎県商工労働部工業振興課, 44p.
- 村田明広 (1998b) 四万十帯のデュープレックスと低角ナップ構造. 地質学論集, no.50, p.147-158.
- 村田明広 (1998) 宮崎県の四万十帯の地質. 宮崎県地質図第5版説明書. 宮崎県商工労働部工業振興課, 44p.
- 長江 晋・宮下純夫 (1999) 九州四万十帯北帯の低圧高温型変成作用と変形作用. 地質学論集, no.52, p.255-272.
- 長岡信治・町田 洋 (2001) 九州山地と人吉盆地. 日本の地形 7 九州・南西諸島, 東京大学出版会, 東京, p.176-183.
- 中田節也・平原章吾 (1984) 市房山カコウ岩類の岩石学的研究. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p.411.
- 中藺育一郎・田所隆治・川崎幸一郎・西窪文敏 (2005) 熊本県の地すべり一森林保全課(林野庁所管)における地すべり対策について一. 地すべり技術, vol. 31, p.3-14.
- 奈多列生 (1890) 日向天包鉾山略記. 地学雑誌, vol.2, p.439-442.
- Needham, D. T. and Mackenzie, J. S. (1988) Structural evolution of the Shimanto Belt accretionary complex in the area of the Gokase River, Kyushu, SW Japan. *Jour. Geol. Soc.*, vol.145, p.85-94.
- Needham, D. T. (1987) Asymmetric extensional structures and their implications for the generation of melanges. *Geol. Mag.*, vol.124, p.311-318.
- Needham, D. T. (1995) Mechanisms of mélange formation: Examples from SW Japan and southern Scotland. *Jour. Struct. Geol.*, vol.17, p.971-985.
- Nigrini, C., Sanfilippo, A. and Moore, T. J., Jr. (2005) Cenozoic radiolarian biostratigraphy: a magnetobiostratigraphic chronology of Cenozoic sequences from ODP Sites 1218, 1219, and 1220, equatorial Pacific. In Wilson, P. A. *et al. eds., Proc. ODP, Sci. Results*, vol.199, p.1-76, doi:10.2973/odp.proc.sr.199.225.2006.
- Nishi, H. (1988a) Structural analysis of the Shimanto accretionary complex, Kyushu, Japan, based on foraminiferal biostratigraphy. *Tectonics*, vol.7, p.641-652.
- Nishi, H. (1988b) Structural analysis of part of the Shimanto accretionary complex, Kyushu, Japan, based on planktonic foraminiferal zonation. *Modern Geol.*, vol.12, p.47-69.
- Nishi, H. (1992) Planktonic foraminiferal biostratigraphy of Middle Eocene to Early Oligocene rocks in southern Kyushu, Japan. In Ishizaki, K. and Saito, T. *eds., Centenary of Japanese Micropaleontology*, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, p.143-174.
- 野田光雄・橋本 勇 (1958) 宮崎県東臼杵郡椎葉村大河内附近の地質構造. 九大教養地研報, vol.5, p.17-24.
- 野沢 保・木野義人 (1955) 富高地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 22p.
- Nozawa, T. and Tainosho, Y. (1990) Systematic descriptions of zoned plutons in Japan. *Univ. Mus., Univ Tokyo, Nature and Culture*, no.2, p.115-242.
- Oikawa, T., Umeda, K., Kanazawa, S. and Matsuzaki, T. (2006) Unusual cooling of the Middle Miocene Ichifusayama Granodiorite, Kyushu, Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, vol.101, p.23-28.
- 岡田篤正・千田 昇 (1989) 人吉. 九州の活構造, 九州活構造研究会編. 東京大学出版会, 東京, p.398-403.
- Okada, H. (1992) Calcareous nanofossils and biostratigraphy of the Paleogene sequences of the northern Kyushu, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.98, p.509-528.
- Okamoto, S., Kimura, G., Takizawa, S. and Yamaguchi, H. (2006) Earthquake fault rock indicating a coupled lubrication mechanism. *eEARTH*, vol.1, p.23-28.
- 奥村公男・寺岡易司・杉山雄一 (1985) 蒲江地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 36p.
- 奥村公男・寺岡易司 (1988) 鶴御崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 36p.
- 大庭 昇 (1961) 熊本県市房山花崗岩における汚染影響 (I). 岩鉱, vol.46, p.208-212.
- 大庭 昇 (1962) 熊本県市房山花崗岩における汚染影響 (II). 岩鉱, vol.47, p.36-40.
- 大森琴絵 (1999) 四万十帯に記録された熱イベントからみた若い海洋プレートの沈み込み. 月刊地球, 号外 no.23, p.69-177.
- 小野晃司・渡辺一徳 (1985) 阿蘇火山地質図. 火山地質図4, 地質調査所.
- Osozawa, S. (1992) Arc division and its effect on the accretionary complex: The Shimanto Belt at the junction between the Ryukyu and Southwest Japan Arcs. *Jour. Geol.*, vol.100, p.679-689.
- 尾崎正紀・濱崎聡志 (1991) 福岡県北部に分布する古第三系のフィッシュン・トラック年代. 地質雑, vol.97, p.251-254.
- Park, J. O., Tsuru, T., Kodaira, S., Cummins, P. R. and Kaneda, Y. (2002) Splay fault branching along the Nankai subduction zone. *Science*, vol.297, p.1157-1160.
- 斎藤 眞・木村克己・内藤一樹・酒井 彰 (1996) 椎葉村地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 133p.
- 斎藤常正・岡田尚武 (1984) 北九州芦屋層群漸新世石灰質浮遊性微化石層序. 斎藤常正・岡田尚武・海保邦男編, 日本の

- 古第三系の生層序と国際対比. 山形大理, p.85-87.
- 酒井治孝 (1988) 岬オリスストローム帯の成因と高千穂変動の再検討. 地質雑, vol.94, p.945-961.
- 坂井 卓 (1978) 宮崎県五ヶ瀬川中流域の四万十川層群の地質構造と層序. 九大理研報 (地質), vol.13, p.23-38.
- 坂井 卓・舛場 敬・西 弘嗣・小守道郎・渡辺正幸 (1987) 宮崎県日南地域の四万十帯オリスストロームー特にオリスストリスの変形構造と配置の機構について. 九大理研報 (地質学), vol.15, p.167-199.
- 坂井 卓・勘米良亀齡 (1981) 宮崎県北部四万十帯の層序ならびに緑色岩の層序・構造的な位置. 九大理研報, vol.14, p.31-48.
- 坂井 卓・西 弘嗣・斎藤常正・中世古幸次郎・西村明子 (1984) 九州四万十帯古第三系の微化石層序. 斎藤常正・岡田尚武・海保邦男編, 日本の古第三系の生層序と国際対比. 山形大理, p.95-112.
- Sanfilippo, A., Westberg-Smith, M. J. and Riedel, W. R. (1985) Cenozoic Radiolaria. In Bolli, H. M., Saunders, J. B. and Perch-Nielsen, K. eds., *Plankton Stratigraphy*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K., p.631-712.
- 産業技術総合研究所 (2006) 人吉盆地断層帯の活動性および活動履歴調査. 「基盤的調査観測対象活断層の追加・補完調査」成果報告書. no.H17-6, 9p.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2005) 20万分の1日本シームレス地質図データベース 2005年12月8日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 佐藤岱生 (1988) 宮崎県中部第三紀深成岩・半深成岩類地質調査研究報告. 地質調査受託研究報告書, no.1727, 25p.
- Tagami, T., Hasebe, N. and Shimoda, C. (1995) Episodic exhumation of accretionary complexes: Fission-track thermochronologic evidence from the Shimanto Belt and its vicinities, southwest Japan. *Island Arc*, vol.4, p.209-230.
- 高谷精二・鈴木恵三 (2007) 2005年台風14号による宮崎県内に発生した巨大崩壊. 地すべり学会誌, vol.44, p.20-26.
- 竹下 徹 (1982) 宮崎県南那珂山地区の四万十層群の層序と構造. 地質雑, vol.88, p.1-18.
- 田村 実・原田正史 (1970) 九州の四万十帯からの貝化石. 熊本大教育紀要自然科学, vol.19, p.44-49.
- 田中健一・岩松 暉 (1993) 九州四万十帯日向大河内地域の地質. 九大農演習林報告, no.69, p.31-53.
- 田中健一・岩松 暉・横田修一郎 (1992) 宮崎県神門地域西方における四万十帯層群の地質と構造. 鹿児島大理紀要 (地学・生物学), no.25, p.53-68.
- 谷口義信 (2005) 2005年9月台風14号による宮崎県の土砂災害. 地すべり学会誌, vol.44, p.74-77.
- 寺岡易司 (1979) 砂岩組成からみた四万十地向斜堆積物の起源. 地質雑, vol.85, p.753-769.
- 寺岡易司・今井 功・奥村公男 (1981a) 20万分の1地質図幅「延岡」. 地質調査所.
- 寺岡易司・今井 功・奥村公男 (1981b) 九州外帯の屈曲構造. 構造総研連絡会誌「中生代造構作用の研究」, no.3, p.78-98.
- 寺岡易司・奥村公男 (1992) 四万十帯北帯の構造区分と白亜系砂岩組成. 地質学論集, no.38, p.261-270.
- 寺岡易司・奥村公男・村田彰浩・星住英夫 (1990) 佐伯地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 78p.
- 寺岡易司・柴田 賢・奥村公男・内海 茂 (1994) 九州東部-四国西部の四万十帯累層群中の碎屑性カリ長石および白雲母のK-Ar年代. 地質雑, vol.100, p.477-485.
- Toriumi, M. and Teruya, J. (1988) Tectono-metamorphism of the Shimanto Belt. *Modern Geol.*, vol.12, p.303-324.
- Tsuchi, R., Shuto, T. and Ibaraki, M. (1987) Geologic ages of the Ashiya Group, Northern Kyushu from a viewpoint of planktonic foraminifera. *Rep. Fac. Sci. Shizuoka Univ.*, vol.21, p.109-119.
- 土谷信之・坂井 卓・勘米良亀齡 (1979) 九州耳川中流域における四万十帯緑色岩類の産状と岩石学的特徴. 地質雑, vol.85, p.445-454.
- Tsuji, T., Kimura, G., Okamoto, S., Kono, F., Mochinaga, H., Saeki, T. and Tokuyama, H. (2006) Modern and ancient seismogenic out-of-sequence thrusts in the Nankai accretionary prism: Comparison of laboratory-derived physical properties and seismic reflection data. *Geophys. Res. Lett.*, vol.33, L18309, doi:10.1029/2006GL027025.
- 宇佐美龍夫 (2003) 最新版日本被害地震総覧 [416]-2001. 東京大学出版会, 728p.
- 宇津徳治・嶋 悦三・吉井敏尅・山科健一郎 (2001) 地震の事典 (第2版). 朝倉書店, 東京, 676p.
- 渡辺一徳・小野晃司 (1969) 阿蘇カルデラ西側, 大峰付近の地質. 地質雑, vol.75, p.365-374.
- 山本温彦 (1992) 市房山花こう閃緑岩. 日本の地質「九州地方」編集委員会編, 日本の地質9, 九州地方, 共立出版, 東京, p.179
- 吉村豊文 (1952) 日本のマンガン鉱床. マンガン研究会, 福岡, 567p.

Geology of the Murashō District

By

Hidetoshi HARA*, Katsumi KIMURA* and Kazuki NAITO**

(Written in 2008)

(ABSTRACT)

The Murashō district is located in the western part of Miyazaki Prefecture and eastern part of Kumamoto Prefecture, central Kyushu Island in Southwest Japan. The geology of the Murashō district is summarized in Figs. 1 and 2. In the district, three major geologic units are distributed; (1) the Shimanto accretionary complexes, (2) the Neogene Plutonic rocks and (3) Quaternary sediments. The Shimanto accretionary complex of central Kyushu consists of the Cretaceous Morotsuka Group and Paleogene Hyuga Group from north to south. The plutonic rocks composed of the Ichifusayama Granodiorite and Muraho Granite intruded into the Shimanto accretionary complex during Middle Miocene. The Shimanto accretionary complex and the plutonic rocks are covered by Quaternary sediments.

Shimanto accretionary complex

Cretaceous Morotsuka Group

The Morotsuka Group is divided into the Saiki and Kamae subgroups based on lithology, mineral composition of sandstone, and depositional age (Teraoka *et al.* 1990). The Kamae subgroup is distributed in the Murasho district, consists solely of the Sampodake Unit. The Sampodake Unit is composed mainly of phyllite, sandstone, and acidic tuff, as well as melange that consist of chert and basaltic blocks within an argillaceous matrix. The Sampodake Unit is characterized by lithic sandstones and radiolarian assemblages that indicate a Santonian to Campanian age (Teraoka *et al.*, 1990). The Kamae subgroup has been subjected to the prehnite-actinolite facies to greenschist facies metamorphism during 46-50 Ma (Miyazaki and Okumura, 2002; Hara and Kimura, 2008). The Kamae Subgroup is in fault contact with the Hyuga Group along the Nobeoka Thrust.

Paleogene Hyuga Group

The Hyuga Group consists mainly of interbedded sandstone and shale, sandstone, and variably colored mudstone and basaltic rock. Foraminiferal and radiolarian assemblages indicate deposition from Middle Eocene to Oligocene (Nishi, 1988a, b; Kimura *et al.*, 1991; Saito *et al.*, 1996; Kurihara and Hara, 2008). The Hyuga Group is subdivided into three tectono-stratigraphic units, the Middle Eocene Mikado Unit, the Middle Eocene to Early Oligocene Shiromigawa Unit and the Oligocene Ogawauchi Unit, from north to south. Thrust fault is developed between each unit such as the Oyabu Thrust and Ogawa Thrust. The Mikado Unit is characterized by a strongly sheared tectonic melange that consists of basaltic blocks in an argillaceous matrix and broken beds of disrupted sandstone and slate. The Mikado Unit records subgreenschist facies metamorphism. The Shiromigawa Unit consists mainly of sandstone, interbedded sandstone and mudstone, mudstone, broken beds of sandstone and mudstone, and vari-colored mudstone. The sandstone facies are characterized by thick and bedded sandstone with vari-colored mudstone facies. The Ogawauchi Unit is composed of laminated silt, interbedded sandstone and mudstone and sandstone, occupying the structurally lower part in the Hyuga Group. Sandstones from the sandstone facies of the Shiromigawa Unit and Ogawauchi Unit are characterized by quartzofeldspathic sandstone containing potash feldspar, while wacke sandstones are common in the other units. The microfossil data around the Murasho district imply the presence of the younging polarity toward to a structurally lower unit.

Middle Miocene Plutonic rocks

Ichifusayama Granodiorite

The Ichifusayama Granodiorite is exposed in the northwestern part of the district, intruding into the Cretaceous and Paleogene

* Insitute of Geology and Geoinformation

** Geoinformation Center

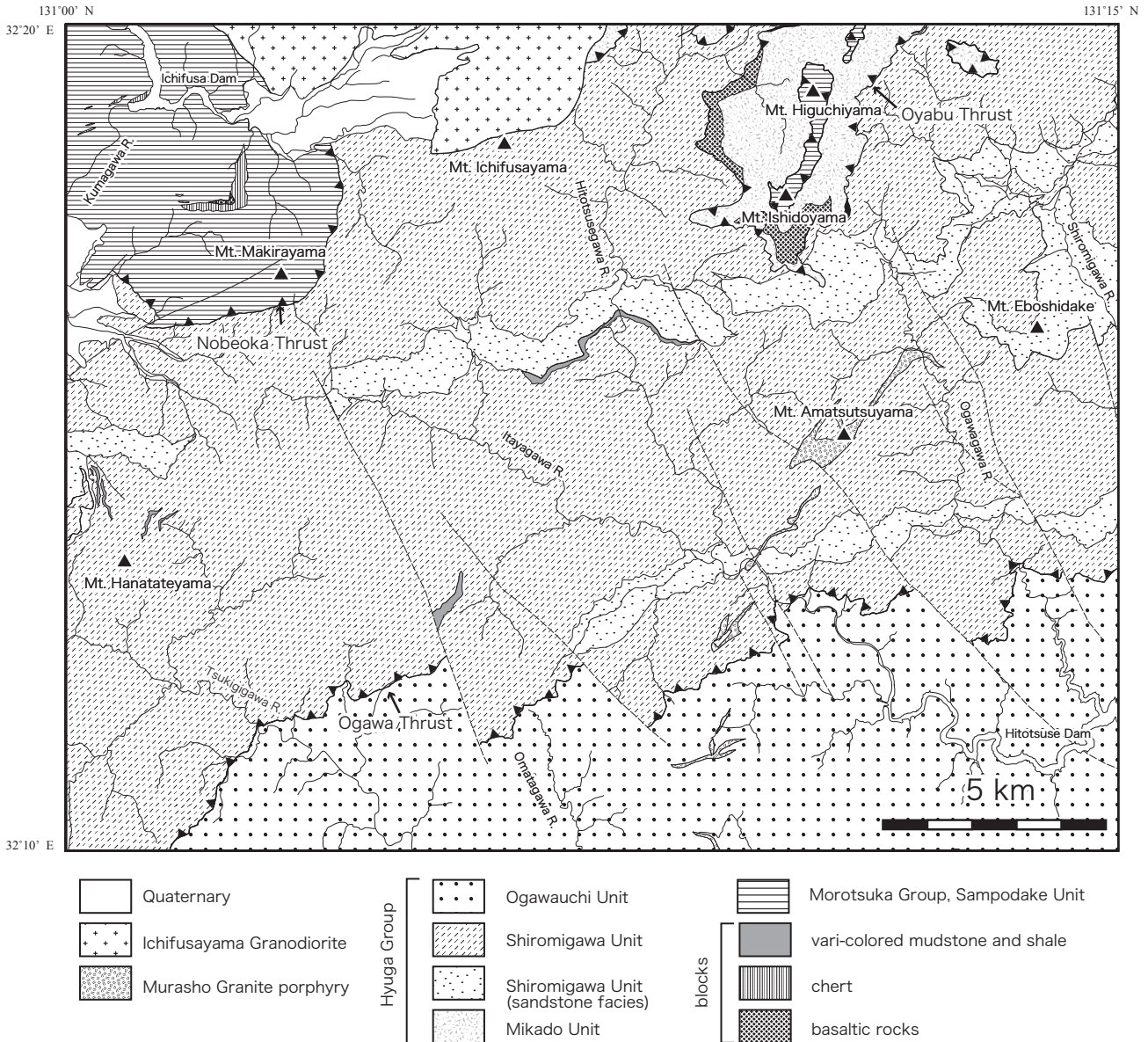


Fig. 1 Geological map of the Murashō District

Shimanto accretionary complex with a thermal aureole. This is one of the Middle Miocene granitoids scattered in the Outer Zone of Southwest Japan. The Ichifusayama Granodiorite in the district is composed of coarse-grained and medium-grained biotite granodiorite with xenoliths.

Murasho Granite

The Murasho Granite exposed in the center part of the district is a satellitic intrusive of the Osuzuyama volcano-plutonic complex during the Middle Miocene. Coarse crystals of potash feldspar are developed in the Murasho Granite. Quartz porphyry and aplite are common around the boundary of body and dyke.

Quaternary sediments

Quaternary sediments consist of the Kakuto pyroclastic flow deposit, Aso-4 pyroclastic flow deposit, fan deposit, terrace deposits and alluvium.

The Kakuto pyroclastic flow deposit and Aso-4 pyroclastic flow deposit are distributed in small area around the Ichifusa Dam, the Hitotsusegawa River and Tukigigawa River, consisting of welded tuff and non-welded deposits of vitric ash and pumice. The fan deposit in western side of the Mt. Ichifusayama is composed of ill sorting gravel and silt covered by the Aira-Tn Ash and

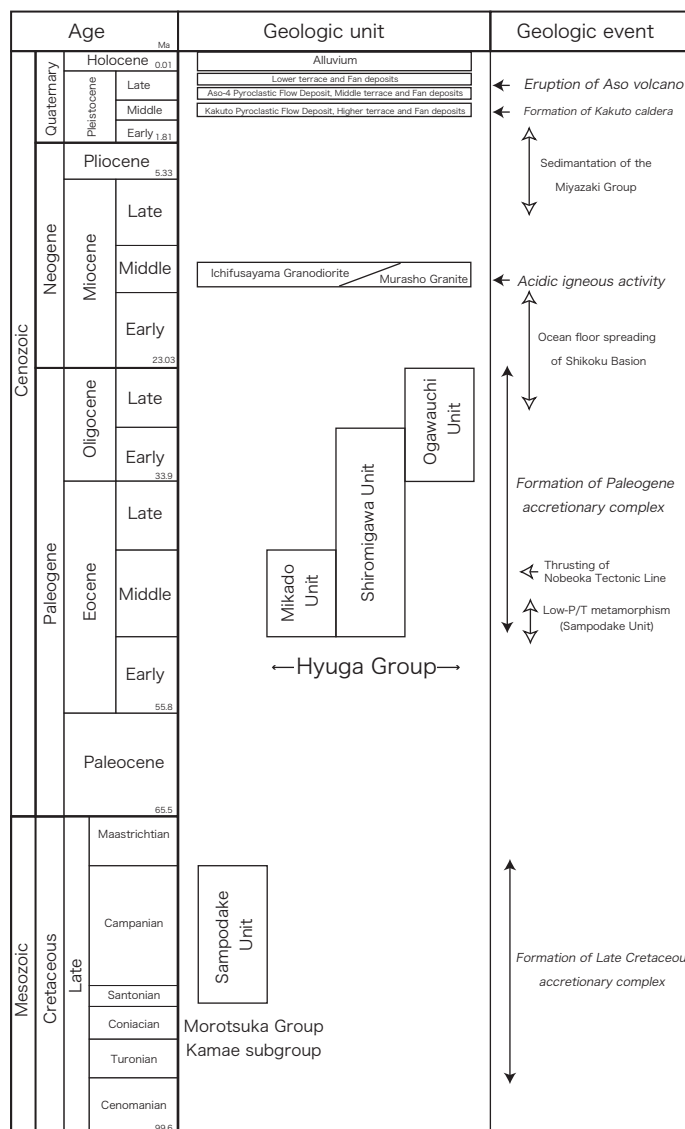


Fig. 2 Geological summary of the Murashō District

Akahoya Ash. Terrace deposits are composed of gravel and sand, distributed along the Hitotsusegawa River, Itayagawa River, Ogawagawa River, Kumagawa River and Tsukigigawa River. Alluvium comprised of the gravel and sandstone is riverbed, debris and talus deposits from present-rivers and gorge.

Economic and environmental geology

Gold-arsenic mineral deposits related to the Osuzuyama volcano-plutonic complex occur in the Murasho Granite, though all of them have been already exhausted. A manganese mine near the Ichifusa Dam was reported within chert facies of the Sampodake Unit. Two hot springs gush up in the Yuyama and Murasho areas. The northwestern part of the district is located to the northeast extension of the active fault along the southern margin of the Hitoyoshi Basin, though active fault and lineament are not observed in the area. Many landslide scars, landslide and debris flow are caused by heavy rain and typhoon in the direct.



付図 露頭及びルーレットマップ位置図
 数字は図の番号を示す。第四系の露頭については、一部露頭番号も示した。地形図は国土地理院発行の数値地図 50000 (地図画像) を用いた。

- 露頭の位置
- ▲ 転石の位置

2000 m

執筆分担

第1章 地形	原 英俊・木村克己
第2章 地質概略	原 英俊・木村克己・内藤一樹
第3章 四万十帯白亜系諸塚層群	原 英俊
第4章 四万十帯古第三系日向層群	原 英俊・木村克己
第5章 四万十帯付加コンプレックスの地質構造	原 英俊・木村克己
第6章 新第三紀花崗岩類	内藤一樹
第7章 第四系	木村克己・原 英俊
第8章 応用地質	原 英俊・木村克己・内藤一樹

文献引用例

原 英俊・木村克己・内藤一樹 (2009) 村所地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 56p.

章単位での引用例

原 英俊・木村克己 (2009) 村所地域の地質, 第1章 地形. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, p.1-2.

Bibliographic reference

Hara, H., Kimura, K. and Naito, K. (2009) Geology of the Murashō District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 56p. (in Japanese with English abstract 3p).

Bibliographic reference of each chapter

Hara, H. and Kimura, K. (2009) Geology of the Murashō District, Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p.1-2. (in Japanese).

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅) 村所地域の地質

平成21年1月30日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-1 中央第7

TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 泰成印刷株式会社